

UNIVERSITE DU QUEBEC A CHICOUTIMI

ZONES DE BRECHES ASSOCIEES A  
DES GITES DE PORPHYRES CUPRIFERES DANS  
LA REGION DE CHIBOUGAMAU, CHIBOUGAMAU,  
QUEBEC.



PAR  
SERGE BUREAU  
DEPARTEMENT DES SCIENCES APPLIQUEES.

MEMOIRE PRESENTE EN VUE DE L'OBTENTION DE  
LA MAITRISE ES SCIENCES APPLIQUEES EN SCIENCE  
DE LA TERRE.

AVRIL 1980



### **Mise en garde/Advice**

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

## TABLE DES MATIERES

SOMMAIRE.....	viii
---------------	------

### INTRODUCTION

Localisation.....	
But du travail.....	1
Travaux antérieurs.....	5
Méthode de travail.....	6
Remerciements.....	6

### GEOLOGIE GENERALE ET LOCALE

Géologie générale de la région de Chibougamau.....	7
Géologie du Pluton de Chibougamau.....	10

### PETROGRAPHIE ET GEOLOGIE DE LA BRECHE DU CANTON DE QUEYLUS

Introduction.....	14
Les roches encaissantes.....	14
La tonalite.....	14
Les dykes.....	19
La zone de fractures.....	19
La brèche.....	24
Introduction.....	24
Les fragments grossiers.....	24
Les fragments de tonalite.....	25
Les fragments porphyriques.....	26
Les fragments mafiques et ultramafiques.....	28

Les matrices.....	32
La matrice à tourmaline.....	32
La matrice à séricite.....	33
Altération.....	37
Minéralisation.....	38
Pétrogénèse.....	40

## PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DE LA BRECHE DE LA PENINSULE DEVLIN

Introduction.....	43
Les roches encaissantes.....	45
Les tonalites.....	45
Anorthosite.....	51
Les fragments.....	52
Introduction.....	52
Les fragments de tonalite.....	52
Les fragments de quartz et de feldspath.....	53
Les fragments d'anorthosite et fragments exotiques.....	56
Pétrographie des matrices.....	56
Introduction.....	56
La matrice grenue.....	57
La matrice à quartz.....	58
La matrice à épidote.....	58
La matrice à chlorite.....	59
Altération.....	64
Minéralisation.....	65
Pétrogénèse.....	65

## ORIGINE ET COMPARAISON ENTRE LES DEUX SYSTEMES

Introduction.....	68
Comparaison.....	68
Modèle pour la brèche du canton de Queylus.....	72
Modèle pour la brèche de la péninsule Devlin.....	73
Théories existantes.....	77

COMPARAISON DES DEPOTS CUPRIFERES DE QUEYLUS ET DE DEVLIN AVEC DES GISEMENTS PORPHYRIQUES CUPRIFERES PLUS RECENTS.....	84
CONCLUSION.....	86
REFERENCES.....	88
APPENDICES	
1. Traitements effectués sur les échantillons.....	93
2. Analyses chimiques.....	95

## TABLE DES HORS-TEXTE

### Figures

Fig. 1	Carte de localisation de la région de Chibougamau.....	2
Fig. 2	Carte de localisation de la brèche du canton de Queylus et de la péninsule Devlin.....	3
Fig. 3	Carte géologique du Pluton de Chibougamau.....	11
Fig. 4	Configuration de la brèche du canton de Queylus.....	14
Fig. 5	Configuration de la brèche de la péninsule Devlin.....	43

### TABLEAUX

Tableau 1	Stratigraphie de la région de Chibougamau.....	8
Tableau 2	Analyses chimiques de quelques unités du Pluton de Chibougamau (tonalite, leucotonalite, tonalite aplitique.	16
Tableau 3	Composition et caractéristiques minéralogiques des dykes qui recoupent les roches encaissantes de la brèche du canton de Queylus.....	21
Tableau 4	Analyses chimiques des matrices et des fragments situés dans le canton de Queylus.....	31
Tableau 5	Assemblages minéralogiques caractéristiques retrouvés dans les fractures.....	39
Tableau 6	Analyses chimiques des unités lithologiques de la brèche de la péninsule Devlin.....	47
Tableau 7	Comparaison entre les deux systèmes bréchiques.....	71
Tableau 8	Modèle de formation.....	76

## PLANCHES

Planche 1 A)	Texture homogranulaire de la tonalite des roches encaissantes, (L.P.).....	17
Planche 1 B)	Tonalite où le plagioclases est partiellement séricitisé. Le quartz en conserve la forme originale, (L.P.).....	17
Planche 2 A)	Microcline située en bordure d'un grain de plagioclases séricitisé, (L.P.).....	18
Planche 2 B)	Minéraux d'altération, biotite, chlorite, carbonate dans une microfracture, (L.P.).....	18
Planche 3 A)	Veinules de tourmaline formant une texture en filet dans la zone de fractures.....	22
Planche 3 B)	Dykes de tourmaline montrant des fragments de tonalite.....	22
Planche 4 A)	Texture en filet formée par la tourmaline et des fragments de quartz. (L.N.).....	23
Planche 4 B)	Fragments sub-anguleux à arrondis de tonalite dans la matrice à tourmaline.....	23
Planche 5 A)	Fragments de tonalite dont le contact avec la matrice est accentué par la présence de tourmaline.	27
Planche 5 B)	Fragments porphyriques à phénocristaux de quartz et de feldspath dans une matrice microcristalline.	27
Planche 6 A)	Fragment ultramafique montrant une zonation.....	30
Planche 6 B)	Matrice à tourmaline intersticielle à des fragments de tonalite.....	30
Planche 7 A)	Matrice à tourmaline montrant la fraction granu-.. lométrique grossière de quartz et feldspath.....	35
Planche 7 B)	Fraction microcristalline de la matrice à tourmaline avec quartz et feldspath intersticielle. (L.P.)	35
Planche 8 A)	Matrice à séricite montrant des fragments de quartz arrondis. (L.P.).....	36
Planche 8 B)	Rosettes de tourmaline dans la matrice à séricite, (L.P.).....	36

Planche 9 A)	Tonalite à chlorite montrant des phénocristaux de feldspath dans une matrice aphyrique.....	48
Planche 9 B)	Tonalite à épidote.....	48
Planche 10 A)	Plagioclase montrant une altération différentielle en bordure. (L.P.).....	49
Planche 10 B)	Pseudomorphes de plagioclases épidotisé dans une plage de séricite. (L.N.).....	49
Planche 11 A)	Tonalite montrant une texture porphyrique entre le quartz et le feldspath. (L.P.).....	50
Planche 11 B)	Anorthosite montrant un plagioclases dans les produits d'altération. (L.P.).....	50
Planche 12 A)	Fragments montrant une recristallisation en bordure...	54
Planche 12 B)	Fragments de tonalite montrant une frange recristallisée.....	54
Planche 13 A)	Fragment de tonalite montrant un coeur épidotisé et une bordure non altérée.....	55
Planche 13 B)	Fragment de feldspath dans la matrice microcristalline grenue. (L.P.).....	55
Planche 14 A)	Aspect mégascopique de la matrice grenue avec fragment chloriteux et fragment de quartz.....	60
Planche 14 B)	Géodes d'épidote, quartz et pyrite dans la matrice grenue.....	60
Planche 15 A)	Aspect fragmentaire de la matrice grenue avec ses microfragments de quartz et de feldspath. (L.P.).....	61
Planche 15 B)	Contact entre un fragment de tonalite et la matrice à quartz.....	61
Planche 16 A)	Matrice à épidote montrant de petits fragments de quartz.....	62
Planche 16 B)	Microfragments de quartz et feldspath dans la matrice à épidote. (L.P.).....	62
Planche 17 A)	Matrice à chlorite avec fragments de tonalite.....	63
Planche 17 B)	Matrice à chlorite avec fragments de tonalite porphyrique et tonalite rose.....	63



## SOMMAIRE

Le Pluton de Chibougamau principalement composé de tonalite, leucotonalite et diorite recoupe l'assemblage volcanosédimentaire de la région de Chibougamau et montre une zonation produite par la prédominance des phases mafiques en bordure et des phases leucocratiques au centre. La partie sud-ouest du Pluton est recoupée par la brèche du canton de Queylus et la brèche de la péninsule Devlin.

La brèche du canton de Queylus associée à une phase homogrenulaire de la tonalite du Pluton de Chibougamau est caractérisée par la présence d'une zone fragmentale au centre et d'une zone de fractures qui s'irradient dans les roches encaissantes. La matrice composée de poussière de roche a subi une forte tourmalinisation et les fragments anguleux à sub-arrondis proviennent des roches encaissantes. Tout le système montre une forte altération potassique et un réseau de fractures en stockwork transporte en quantité moindre de la pyrite, de la chalcopryrite et de la magnétite.

La brèche de la péninsule Devlin associée à une phase porphyrique du Pluton de Chibougamau est composée d'une multitude de fragments de tonalite et d'anorthosite, et de quatre types de matrices qui se différencient les unes des autres par leurs composantes minéralogiques. Ces matrices forment une zonation concentrique autour d'un noyau de quartz. Ce système est caractérisé par une forte altération propylitique et la présence d'un dépôt tabulaire de cuivre qui recoupe l'ensemble du système bréchique.

Ces deux systèmes de brèche se sont probablement mis en place sous l'action d'un mécanisme de bréchification engendré par une série de pulsations magmatiques. Ce modèle permet d'expliquer les principales caractéristiques physiques observées dans chaque système.

Les deux brèches associées à un intrusif archéen montrent plusieurs caractéristiques qui nous permettent de les comparer avantageusement aux systèmes de porphyres cuprifères retrouvés dans les roches mésozoïques et cénozoïques.

## INTRODUCTION

### Localisation

Les deux brèches qui font l'objet de cette étude sont situées dans le district minier de Chibougamau, à environ 20 kilomètres au sud de la ville de Chibougamau (Fig. 1). La brèche du canton de Queylus, dont la superficie étudiée couvre 8 kilomètres carrés est située dans le  $\frac{1}{4}$ NO du canton de Queylus à l'intersection de la latitude 49°43'41" et de la longitude 74°23'22". La brèche de la péninsule Devlin, d'une superficie connue de 6.25 kilomètres carrés est située dans le  $\frac{1}{4}$ SE du canton d'Obalski à l'intersection de la latitude 49°45'30" et de la longitude 74°20'27" (Fig. 2). L'accès à ces régions se fait en empruntant la route provinciale (167) reliant Chibougamau à St-Félicien et des sentiers forestiers.

### But du travail

La région de Chibougamau montre de nombreuses zones bréchiques. Nous pouvons citer en exemple: les brèches de contact entre le Pluton de Chibougamau et le Complexe du Lac Doré ou encore une série de brèches, non étudiées et mal définies (Allard, 1969), dans le  $\frac{1}{4}$ NE du canton de Lemoine. Ces dernières, situées dans le Pluton de Chibougamau sont composées de fragments de métadiorite et de métagabbro contenus dans une matrice de métatonalite et de granite rose (Allard, 1976). Gobeil, (1975), rapporte dans le  $\frac{1}{4}$ NE du canton de Levy, une brèche contenue dans des roches volcaniques et dont les fragments sont d'origine ignée.

Ce travail a pour but l'étude pétrographique et géochimique de la brèche du canton de Queylus et de la brèche de la péninsule Devlin (Fig. 2).

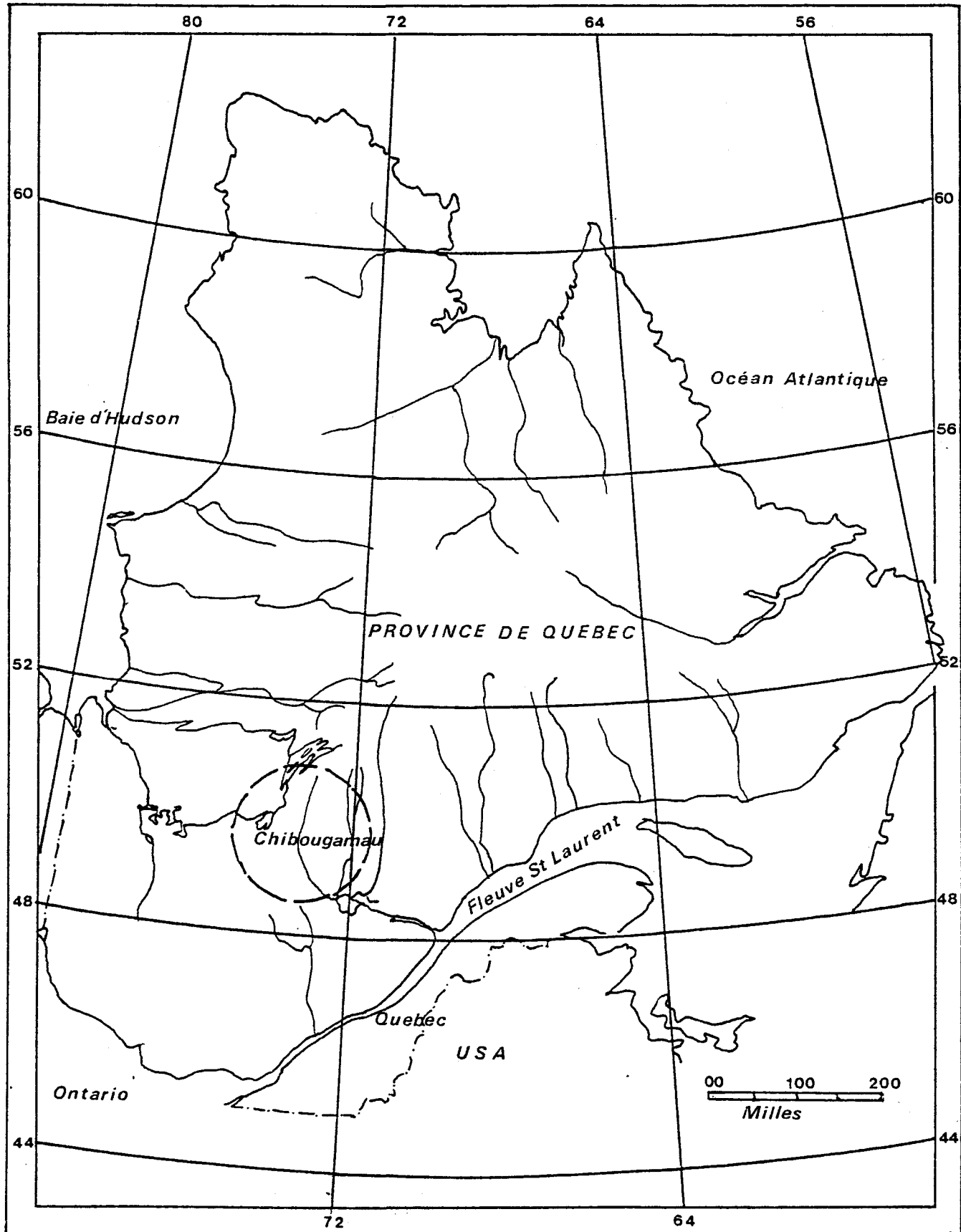
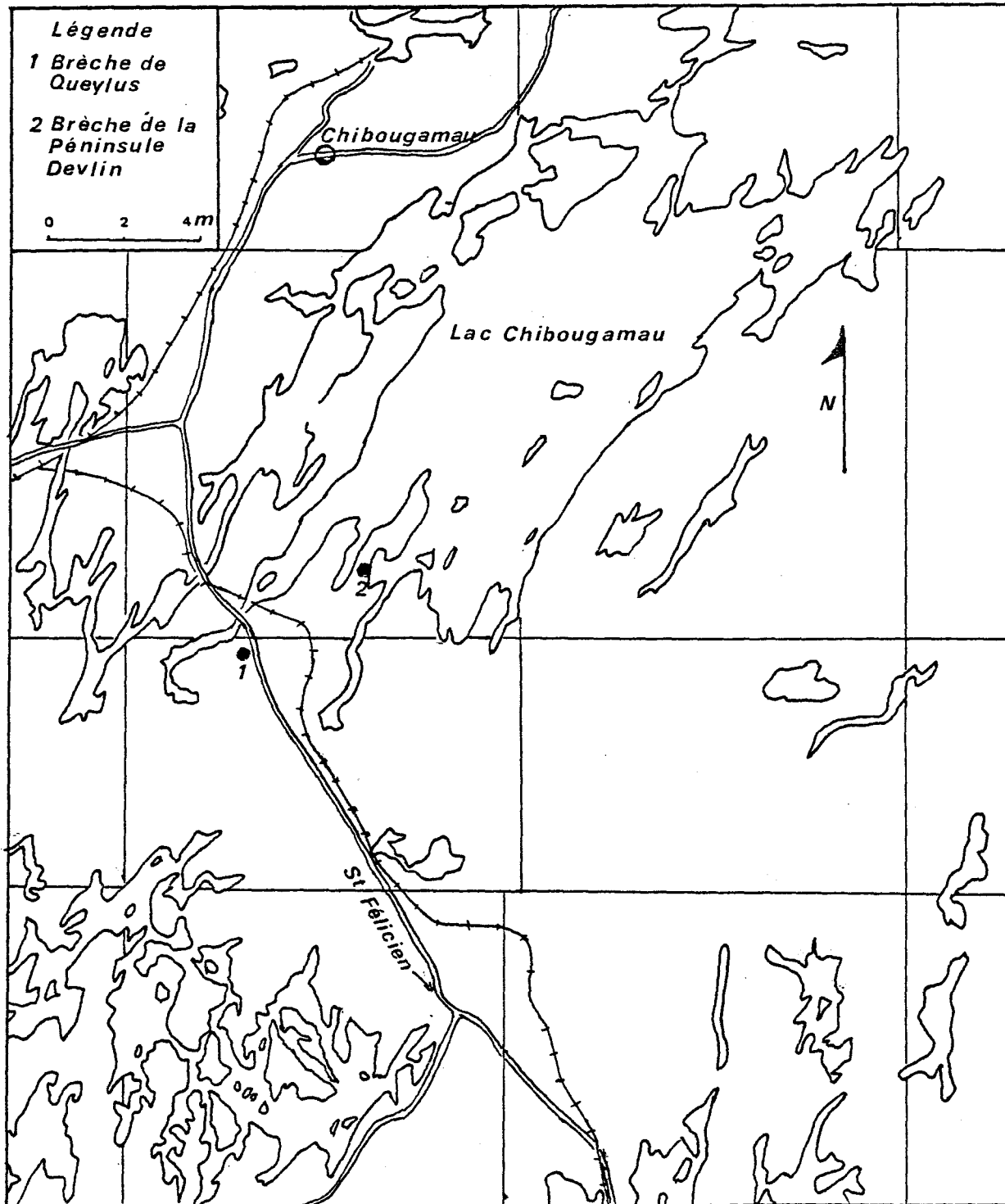


FIGURE 1

Carte de localisation de la  
Région de Chibougamau



**FIGURE 2**

*Carte de localisation de la brèche de Queylus  
et de la brèche de la Péninsule Devlin*

Leur localisation dans le Pluton de Chibougamau, leur grande étendue, la nature de la minéralisation qui les accompagne et l'altération qui y est reliée ont justifié la poursuite de ces travaux.

Cette étude permettra une meilleure connaissance des caractéristiques géologiques et géochimiques de ces brèches et de leurs roches encaissantes. De plus, nous tenterons d'expliquer le mode de formation et l'origine de ces deux brèches. Une comparaison avec des porphyres cuprifères plus récents sera tentée.

## Travaux antérieurs

Les premiers travaux géologiques dans la région de Chibougamau et touchant la région de la présente étude ont été effectués par Richardson (1872), de la Commission Géologique du Canada. Low (1906), décrit les roches entourant la partie sud du Lac Chibougamau comme un granite et un gneiss à hornblende. La première carte géologique au sud du Lac Chibougamau fut effectuée par Mawdsley et Norman (1935). Ces derniers donnent le nom de Masse du Lac Chibougamau aux roches intrusives qu'ils y trouvent et définissent celles-ci comme un granite à biotite et à plagioclases sodique. Allard (1956), regroupe ces roches sous le terme: Pluton du Lac Chibougamau et définit celui-ci comme une intrusion trondhjemitique complexe.

Les principaux travaux subséquents furent accomplis par le ministère des Richesses Naturelles du Québec. Imbault (1959), produit une carte de la région de Queylus et décrit la roche comme un granite à chlorite avec quelques phases dioritiques. Duquette et Mathieu (1970), et Cimon (1976), cartographient en détail les régions sous études (canton de Queylus et d'Obalski) et définissent les roches en présence comme des tonalites, des leucotonalites, des métatonalites et des diorites. Onze géologues ont effectué la cartographie du Pluton de Chibougamau et malheureusement, il n'existe à ce jour aucun travail permettant de comparer systématiquement les différentes phases intrusives en présence. Cimon (1976), décrit dans le 1/4 NO du canton de Queylus deux types de brèches et les compare aux brèches explosives rapportées dans plusieurs massifs ignés.

Les principaux gisements trouvés à Chibougamau étant situés au nord du Pluton de Chibougamau et du Complexe du Lac Doré, les travaux effectués par des compagnies minières dans la région sous étude sont peu nombreux. Au cours des dernières années, des travaux d'exploration ont été effectués par la SOQUEM et Rio Tinto (Riocanex). Bonneau (1976), de la SOQUEM a produit un rapport comportant des analyses pétrographiques et géochimiques des roches environnant la brèche du canton de Queylus. Il décrit également

une zone bréchiforme recoupée par plusieurs sondages. La compagnie Rio Tinto, lors d'une campagne de sondage effectuée en 1976-1977 dans le canton d'obalski rapporte une importante zone de brèches dans les roches de la péninsule Devlin.

### Méthodes de travail

Cette étude a nécessité des travaux de terrain et de laboratoire. La cartographie des affleurements composant la brèche du canton de Queylus a été effectuée durant le mois d'août 1976. En août 1977, une étude systématique de 47 sondages totalisant 16,500 pieds de carottes provenant de la brèche de la péninsule Devlin a complété les travaux de terrain.

Quelques 500 échantillons furent prélevés dans les deux secteurs. L'étude pétrographique a nécessité 107 lames minces et 16 échantillons servirent pour les analyses chimiques des différents types de roches.

Les travaux de laboratoire furent accomplis dans les locaux du module des Sciences de la Terre de l'Université du Québec à Chicoutimi.

### Remerciements

Je voudrais remercier d'une façon toute spéciale, les membres de mon comité de mémoire, soit MM. J. Guha, E. H. Chown et J. Cimon qui ont orienté cette étude, et pour leurs conseils, suggestions et encouragements tout au long de l'élaboration de ce travail.

Je désire souligner l'aide du géologue A. Gobeil pour ses conseils lors des travaux sur le terrain. Je désire remercier également le ministère de l'Energie et des Ressources du Québec pour son assistance financière et matérielle tout au long des travaux de terrain.

Je veux exprimer ma gratitude au personnel de la SOQUEM et de Rio Tinto qui ont mis à ma disposition toute l'information nécessaire à la poursuite de mes travaux, ainsi qu'au personnel du module des Sciences de la Terre de l'Université du Québec à Chicoutimi pour divers travaux appréciés.

## GEOLOGIE GENERALE ET LOCALE

### Géologie générale de la région de Chibougamau.

Toutes les roches de la région de Chibougamau sont d'âge Pré-cambrien et font partie de la province de Supérieur du Bouclier Canadien (Stockwell, 1968). La région de Chibougamau est située à l'extrémité E de la ceinture volcanique de Chibougamau-Matagami, tronquée par la province de Grenville. La ceinture de direction E0, a une longueur de 440 kilomètres et une largeur de 25-100 kilomètres.

La ceinture volcano-sédimentaire de Chibougamau ressemble au modèle classique décrit par Anhaeuser et al. (1969), Baragar (1972), Glikson (1970), Goodwin et Ridler (1970), Goodwin et Shklanka (1967) et Wilson (1965) à partir des boucliers Archéens de l'Australie, de l'Afrique et du Canada. Elle diffère de ces dernières par la présence d'un épais complexe igné stratiforme, le Complexe du Lac Doré (Allard, 1976).

La stratigraphie de l'assemblage volcanosédimentaire a été établie par Duquette (1968, 1970) et Cimon (1976). Cet assemblage est composé du Groupe de Roy et du Groupe d'Opémiska. Le Groupe de Roy est composé de deux cycles volcaniques qui varient en composition de mafique à felsique. Le premier, la Formation d'Obatogamau et la Formation Waconochi, est situé à la base et le second, le plus jeune est constitué des Formations Gilman et Blondeau. (Tableau 1). Le Groupe d'Opémiska repose en discordance sur le Groupe de Roy et est constitué des Formations de Stella et de Hauy.

La Formation d'Obatogamau est principalement composée de basaltes et de filons-couches de gabbro. Sa partie supérieure présente des rhyolites et des tufs rhyolitiques en quantité mineure. Elle est caractérisée par la



	Formation		Lithologie
Protéro- zoïque		Formation de Chibougamau	Conglomérats, arkose, laminite. Dépôts d'origine glaciaire.
Archéen	Groupe d'Opémiska	Formation de Hauy	Volcanisme terrigène à phénocris- taux de pyroxène et de feldspath. Laves, tufs, conglomérats.
		Formation de Stella	Grès feldspathiques interlités avec tufs laminés. Conglomérat de base.
	Groupe de Roy	Formation de Blondeau	Sédiments chimiques et clastiques. Recoupé par les filons-couches de Bourdeau, Ventures et Roberge.
		Formation de Gilman	Basaltes coussinés, filons- couches de gabbro. Un peu de tuf et d'agglomérat.
		Formation de Waconichi	Roches volcanoclastiques et clastiques. Tufs acides. Formation de fer.
		Complexe du Lac Doré	Granophyre sodique, gabbro à quartz, anorthosite, métapyroxé- nite à magnétite.
		Formation d' Obatogamau	Basaltes et filons-couches. Phénocristaux de feldspath.
	Pluton de Chibougamau		

Tableau 1 Stratigraphie de la région  
de Chibougamau. (Cimon, 1976: modifiée)

présence de phénocristaux de feldspath associés aussi bien aux laves qu'aux filons-couches.

Selon Duquette (1970), la Formation de Waconichi est composée de metabasaltes coussinés, de roches pyroclastiques, de tufs cristallins feldspathiques et quartzifères, et dans sa partie culminante, la formation de fer du Lac Sauvage (Allard, 1976).

La Formation de Gilman recouvre en concordance la Formation de Waconichi et forme la base et la plus grande partie du second cycle volcanique. Elle est composée de 3,700 mètres (Duquette, 1970) de metabasaltes coussinés et de filons-couches de gabbro comagmatiques.

La Formation de Blondeau constitue la partie supérieure du Groupe de Roy (Duquette, 1970). Cette formation est un mélange de sédiments chimiques, clastiques et roches volcanoclastiques, de tufs pyriteux et d'argilites graphitiques. Dans cette dernière formation, se sont emplacés les filons-couches ultramafiques et mafiques de Roberge, de Ventures et de Bourbeau. Ces derniers sont différenciés intérieurement et l'un par rapport à l'autre et constituent le complexe de Cumming (Duquette, 1977).

La base du Groupe d'Opémiska est occupé par la Formation sédimentaire de Stella. Elle repose en discordance sur les roches volcaniques de la Formation de Gilman, celles du Complexe du Lac Doré et probablement sur celles du Pluton de Chibougamau (Cimon et Gobeil, 1976). Il s'agit d'une formation en majeure partie sédimentaire constituée surtout de grès feldspathiques interlités localement avec des tufs laminés (Cimon, 1976) et de lentilles de conglomérat.

La Formation de Haüy constitue un cycle volcanique qui compose la partie supérieure du Groupe d'Opémiska tel que défini par Norman, (1941). Cette formation comprend des laves andésitiques à phénocristaux de pyroxène, des tufs remaniés à clastes de pyroxène interlités avec des conglomérats à éléments volcaniques (Cimon, 1976).

Le Complexe du Lac Doré a été introduit dans l'assemblage volcanosédimentaire de la région de Chibougamau. Du sommet vers la

base, le Complexe a été divisé en cinq zones: la zone de bordure supérieure, la zone de ferrodiorite, la zone de granophyres sodiques, la zone litée et la zone d'anorthosite.

La plupart de ces roches ont été recoupées par le Pluton de Chibougamau, une intrusion trondhjémitique zonée (Allard, 1976). Celui-ci affleure principalement le long de l'axe de l'anticlinal de Chibougamau.

Nous retrouvons dans la région quelques flots Protérozoïques de la Formation de Chibougamau (conglomérat, arkose, laminite) qui reposent en discordance sur les roches archéennes plissées.

L'orogénie Kénorienne a affecté les roches de la région et les a portées au facies métamorphiques des schistes verts. Tectoniquement, la région de Chibougamau consiste en un large anticlinal bordé au nord et au sud par deux synclinaux majeurs. Le Pluton de Chibougamau occupe la zone axiale de l'anticlinal. L'orogénie Grenvillienne a influencé l'extrémité E de la région. Le gradient métamorphique y est plus élevé et les roches montrent une série de failles N 20 E. Toutes les roches de la région sont recoupées par de nombreux dykes de gabbro et de lamprophyres plus récents.

#### Géologie du Pluton de Chibougamau.

Le Pluton de Chibougamau est une intrusion felsique qui affleure dans la région axiale de l'anticlinal de Chibougamau (Duquette, 1970). De forme lenticulaire, il possède une longueur de 64 kilomètres et une largeur de 3-16 kilomètres. Il couvre une superficie de 445 kilomètres carrés dont le tiers est sous le Lac Chibougamau. Le Pluton de Chibougamau a été cartographié en détail par onze géologues différents et il est impossible, à ce jour de faire la synthèse de toutes les phases décrites. Allard (1976), a présenté une carte de compilation représentée à la figure 3. Dans ce chapitre, nous décrirons les principales phases identifiées et les relations qui les unissent entre elles et avec les roches encaissantes.

La partie NE du Pluton est intrusive dans les roches du Complexe du Lac Doré et elle est principalement composée de méladiorite, diorite, diorite à hornblende et métatonalite. Les relations intrusives et la

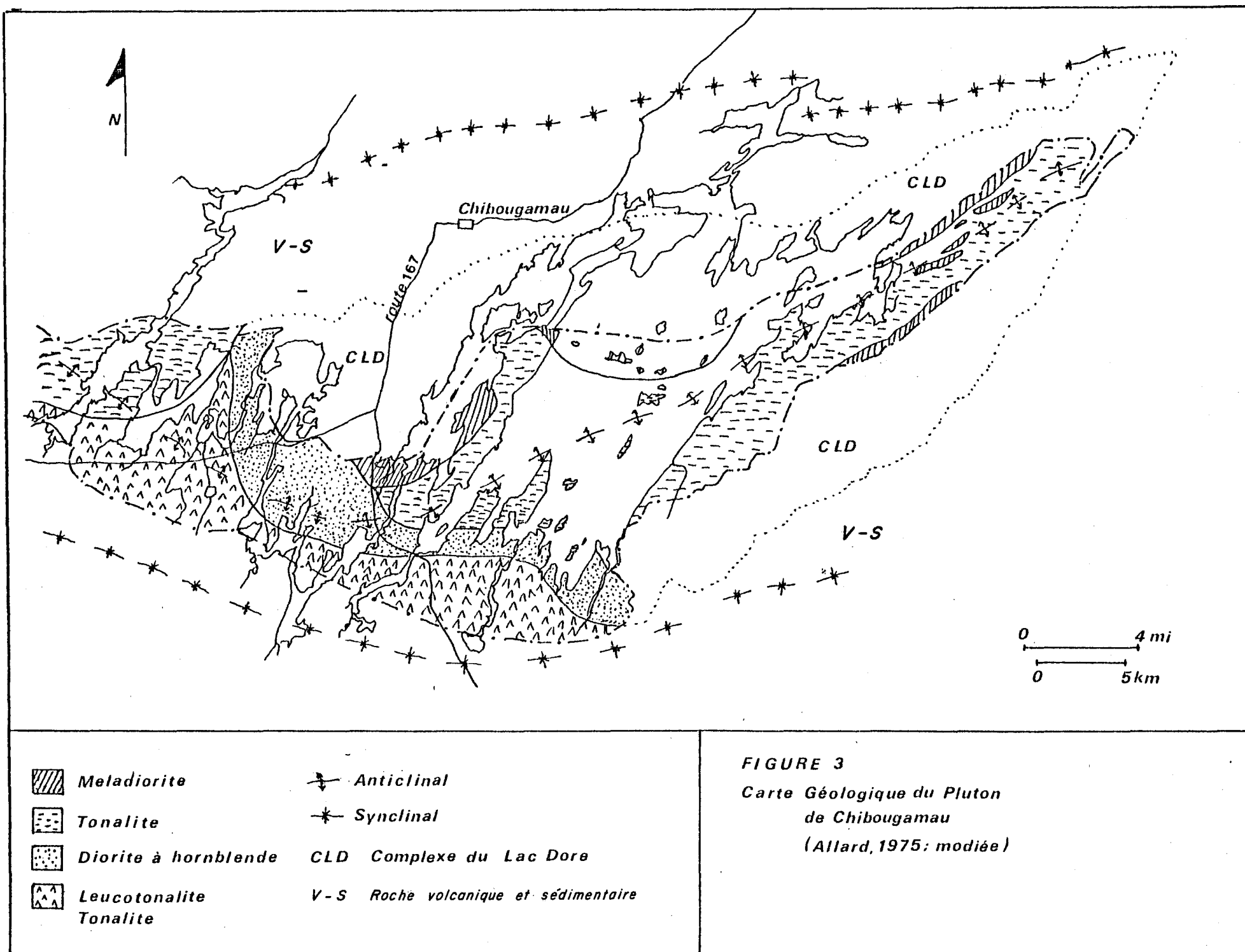


FIGURE 3

Carte Géologique du Pluton  
de Chibougamau  
(Allard, 1975; modifiée)

présence de xénolithes d'une phase dans l'autre indiquent que le pluton s'est mis en place sous la force de plusieurs pulsations magmatiques. Les roches possèdent une gneissosité (50°) parallèle à l'élongation du pluton. Une zonation s'est développée avec les phases leucocratiques prédominantes au centre et les phases dioritiques prédominantes en bordure. La méladiorite occupe la zone de bordure entre le pluton et le Complexe du Lac Doré et forme la matrice d'une agmatite. Celle-ci contient des fragments du Complexe du Lac Doré (anorthosite gabbroïque et gabbro-anorthositique) et elle est recoupée par des dykes plus acides. La méladiorite est une roche à grains moyens, verte foncée, constituée de plagioclases saussuritisé, d'hornblende et d'un peu d'épidote. Le quartz est un constituant mineur et augmente vers le centre. La métatonalite possède moins de 10 pour cent de minéraux mafiques représentés par de la chlorite dérivée de la biotite. Les autres constituants sont le quartz, le plagioclases et un léger pourcentage de feldspath potassique expliquant la faible teneur en  $K_2O$  de ces roches. Toutes ces unités ont une tendance trondhjémitique (Allard, 1976).

La partie SO est surtout composée de tonalite, de tonalite à chlorite et de porphyres quartzofeldspathiques (Cimon 1973, 1974, 1975, 1976). La roche est non foliée et n'a subi qu'un faible métamorphisme. Cette partie du pluton montre des teneurs en  $K_2O$  plus élevées que les roches de la partie E. Dans cette partie, les roches de bordure n'apparaissent pas comme des facies agmatitiques mais montrent un contact net avec les roches volcaniques encaissantes. De plus, nous reconnaissons une certaine quantité de sulfures disséminés, surtout pyrite et chalcopryrite, de la molybdénite et un pourcentage appréciable de tourmaline et de magnétite. Les brèches qui font l'objet de cette étude font partie de cette région du Pluton de Chibougamau.

Dans la partie NO du pluton, la roche passe d'une bordure de méladiorite à hornblende à une leucotonalite à biotite. Ces roches contiennent des xénolithes du Complexe du Lac Doré et selon Allard, (1975) montrent par endroits des évidences d'assimilation de quelques roches granophyriques du Complexe du Lac Doré.

## PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DE LA BRECHE DU CANTON DE QUEYLUS.

### Introduction

La région étudiée est constituée d'une dizaine d'affleurements essentiellement composés de tonalite recoupée par une série de brèches et de dykes quartzofeldspathiques (Fig. 4). La brèche se présente sur deux groupes d'affleurements distants de 1000 pieds. La forme et l'étendue exacte de la brèche sont impossibles à déterminer. La brèche est composée d'une zone fragmentale (matrice et fragments) et d'une zone de fractures qui recoupent la tonalite des roches encaissantes. Toutes les roches de la région associées à cette brèche ont subi diverses altérations et sont légèrement minéralisées.

### Les roches encaissantes

#### La tonalite

La tonalite forme la plus grande partie des roches encaissantes de la brèche du canton de Queylus (Fig. 4). La roche est massive, blanchâtre en surface d'altération et le quartz forme de petites aspérités dans une pâte de plagioclases uniforme. La roche montre une altération verdâtre (séricite et/ou chlorite) et rose pâle (hématite et/ou microcline) qui se présente en plages diffuses et surtout concentrée le long de fractures. L'altération rose s'intensifie aux abords de la brèche et à l'extrémité NO de la région.

La tonalite est recoupée par des veines de quartz, de magnétite et de tourmaline. La largeur de ces veines varie de quelques millimè-

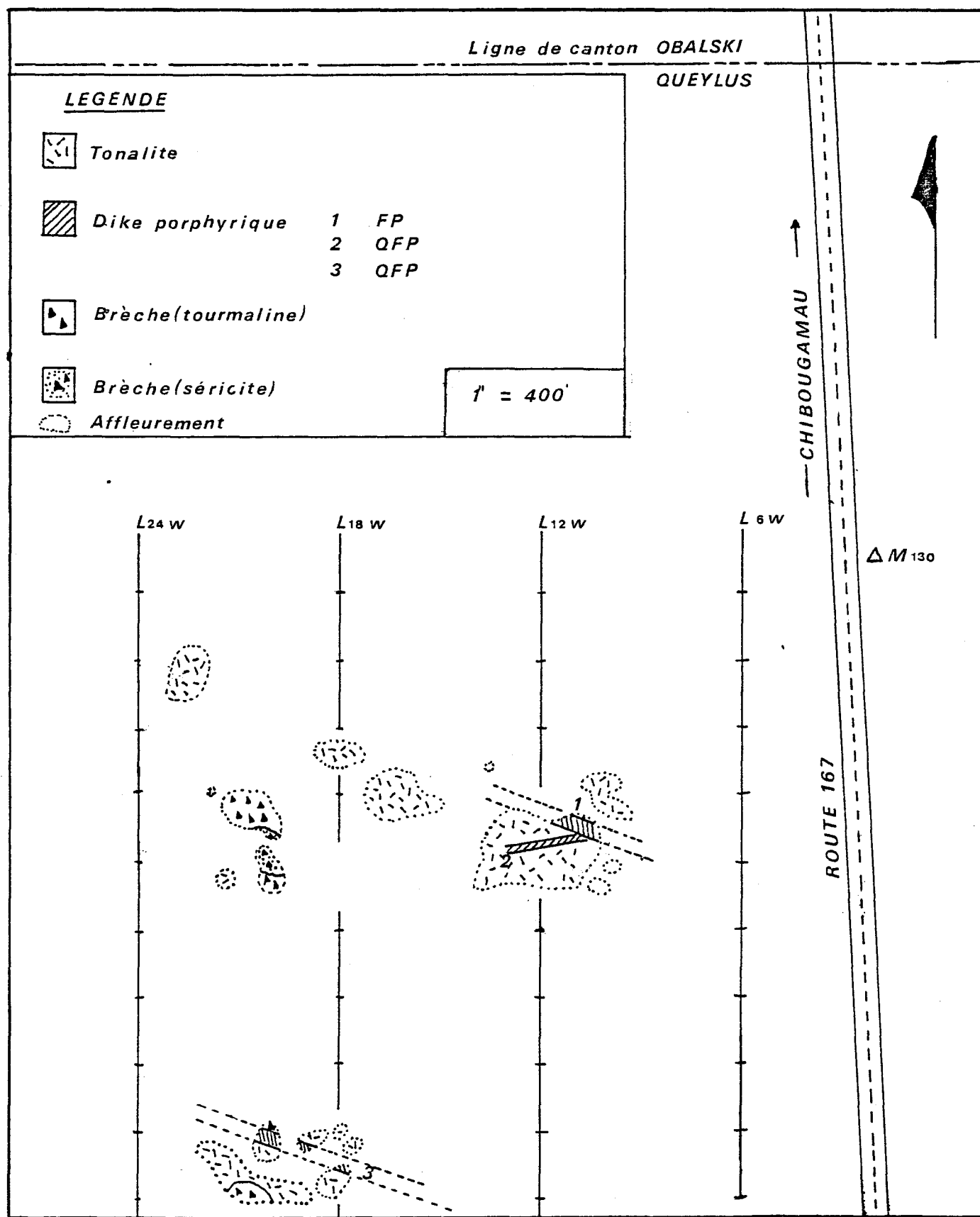


FIGURE 4

Configuration de la breche de Queylus

tres à quelques centimètres et leur orientation est aléatoire. Les relations structurales observées entre les différentes veines indiquent des époques d'intrusions multiples.

Lorsque la roche est peu altérée, la texture est homogranulaire hypidiomorphe et la granulométrie de l'ensemble de 1 à 3 millimètres (Pl. 1a). Les minéraux primaires sont le quartz (35%), le plagioclases (65%), avec traces de chlorite et de magnétite. Le quartz se présente sous forme de grains ou agrégats de grains xénomorphes, à extinction roulante et légèrement fracturés.

Le plagioclases (An 25-An 30) est maclé, hypidiomorphe et altéré en séricite. L'intensité de l'altération varie d'un endroit à l'autre et provoque lorsque le plagioclases est complètement altéré une perte partielle de la texture originale de la roche. La séricite forme une plage uniforme et la forme du plagioclases n'est préservée que par l'arrangement du quartz (Pl. 1b). Le plagioclases montre également des textures graphiques, quelques textures en mortier et un début de recristallisation en bordures de certains grains. Nous trouvons une altération en hématite le long des fractures qui serpentent dans la roche. Quelques grains de plagioclases montrent en leurs bordures de la microcline. Cette microcline se place entre le grain de plagioclases et le quartz (Pl. 2a).

De plus, nous remarquons dans les microfissures de la roche une croissance de quartz, de plagioclases et de quelques grains de chlorite et de carbonate (Pl. 2b).

Le tableau 2 nous présente quelques analyses complètes de roches du Pluton de Chibougamau. La principale caractéristique que nous y remarquons est la très forte teneur en  $k_2O$  pour les roches encaissantes de la brèche du canton de Queylus. Nous remarquons une augmentation moyenne de 3.5 pour cent en  $k_2O$  par rapport aux autres roches du Pluton de Chibougamau. Cette augmentation se reflète minéralogiquement par l'altération des plagioclases en microcline et en séricite et la présence de microcline et de biotite dans les fractures. La chlorite présente dans ces roches et surtout celle présente dans les fractures est sans doute responsable d'une



TABLEAU 2

Analyses chimiques de quelques unités du  
Pluton de Chibougamau (tonalite, leuco-  
tonalite, tonalite aplitique).

%Poids	QSB 1 <sup>1</sup>	QSB 2 <sup>1</sup>	BJ 1 <sup>2</sup>	BJ 2 <sup>2</sup>	68-145 <sup>3</sup>	68-0-1 <sup>3</sup>
SiO <sub>2</sub>	68.49	71.12	63.90	70.90	69.03	73.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.18	15.38	16.67	15.70	15.58	14.76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>*</sup>	3.05	2.92	3.35	0.84	2.67	1.69
MnO	0.01	—	—	—	—	—
MgO	1.07	1.20	4.25	0.32	0.95	0.51
CaO	0.56	0.83	2.46	1.02	4.11	2.27
Na <sub>2</sub> O	3.67	3.98	4.35	6.45	4.30	5.20
K <sub>2</sub> O	6.67	4.33	3.76	1.67	1.04	0.39
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.23	0.28	0.15	0.20	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.01	0.11	0.10	—	—

\* Fer total

1- Bureau (1978). Ces analyses proviennent des roches encaissantes de la brèche du canton de Queylus.

2- Bonneau (1976). Dykes bréchiques, canton de Queylus. Sondages de SOQUEM.

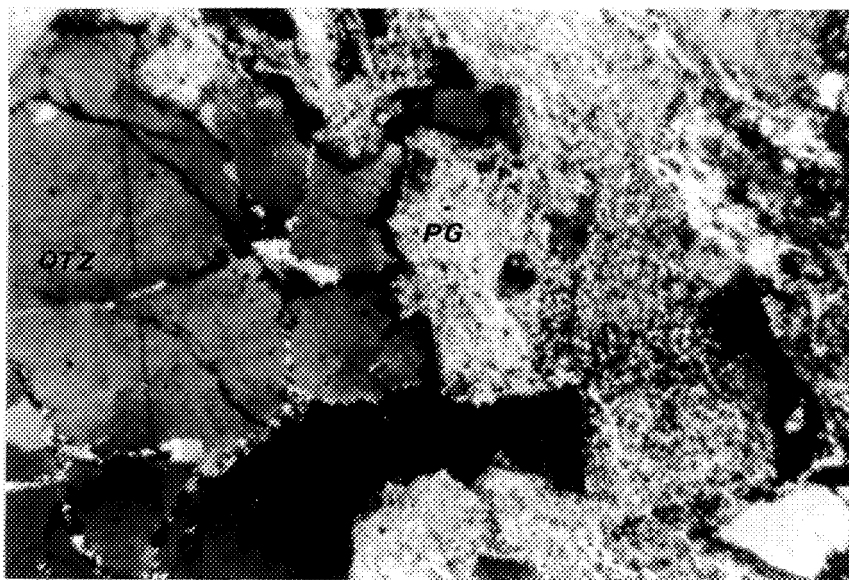
3- Allard (1975). 68-145 île du lac Chibougamau.

68-0-1 canton de Lemoine, rive du lac Chibougamau.

## PLANCHE 1



A) Texture homogranulaire de la tonalite des roches encaissantes (L.P.).



B) Tonalite où le plagioclase (PG) est partiellement séricitisé. Le quartz (QTZ) en conserve la forme originale (L.P.).

## PLANCHE 2



A) Microcline située en bordure d'un grain de plagioclase séricitisé (L.P.).



B) Minéraux d'altération: Biotite (Bo) chlorite (Ch) carbonate (Ca) dans une microfissure (L.P.).

augmentation significative du  $MgO$ . Le contenu en fer, un peu plus élevé que la moyenne, est expliqué par la présence appréciable d'hématite dans ces roches.

### Les dykes

Nous retrouvons trois dykes quartzofeldspathiques qui recoupent la tonalite (Fig. 3). Le contact entre ceux-ci et la roche encaissante est net et bien marqué par les différences de couleur et de granulométrie. Maillet (1978), classifie ces dykes comme des FP (porphyre à feldspath) et QFP (porphyre à quartz et feldspath). La classification est basée sur le pourcentage et la nature des phénocristaux que nous retrouvons dans ceux-ci. Le tableau 3 donne la composition respective de chacun de ces dykes.

Le quartz est hypidiomorphe à xénomorphe et résorbé. Le plagioclases est de l'andésine (An 30), idiomorphe à hypidiomorphe et montre une altération plus ou moins prononcée en séricite. La matrice microcristalline est principalement composée de quartz et feldspath avec des traces de séricite, de carbonate et de minéraux opaques.

### La zone de fractures

La tonalite encaissante des brèches est caractérisée par une multitude de fractures remplies de tourmaline. Leur largeur varie de 2 à 3 millimètres à quelques 10 centimètres. Leur fréquence et leur orientation sont aléatoires et elles se présentent de façon discontinue sur l'affleurement. Par endroit, celles-ci se présentent en réseau plus serré et forment une texture en filet avec la tonalite (Pl. 3a). Lorsque ces fractures deviennent plus larges, elles prennent la forme de filons rectilignes, composés de tourmaline massive transportant des fragments de tonalite de granulométrie variable (Pl. 3b). La tourmaline se présente en petits grains arrondis, accompagnés d'un peu de quartz. Dans les filons plus larges, la tourmaline est interstitielle à des fragments de tonalite, de quartz et de plagioclases et forme une texture en filet avec les fragments (Pl. 4a). Ces fractures couvrent pratiquement toute la zone étudiée mais elles sont

plus nombreuses aux abords immédiats de la brèche. Elles ne recoupent pas les dykes à phénocristaux de quartz et plagioclases que nous retrouvons sur ces affleurements.

TABLEAU 3

Composition minéralogique et caractéristiques des dykes qui recoupent les roches encaissantes de la brèche du canton de Queylus.

Phénocristaux				Matrice
Localisation	Minéraux	Granulométrie	%	Couleur
1**	Pg	1-3mm	40	Gris brun
2	Pg	1-5mm	30-40	Gris vert Composition*
	QTZ	5-10mm	5	
3	Pg	1-3mm	70	Gris brun
	QTZ	1-3mm	.5-1	

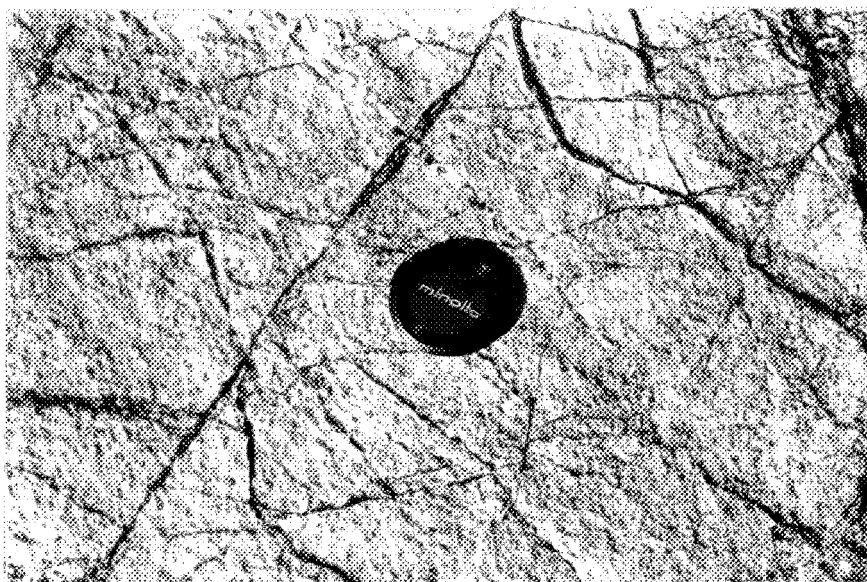
\* Matrice microcristalline de quartz et de feldspath présentant des traces de séricite, carbonate et opaque.

\*\* Réfère à la numérotation de la figure 4.

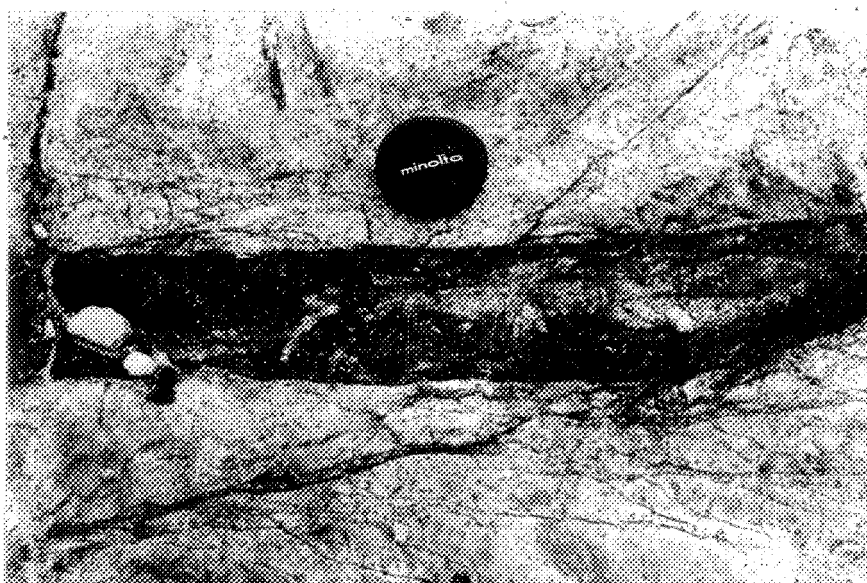
Pg Plagioclases

QTZ Quartz

## PLANCHE 3

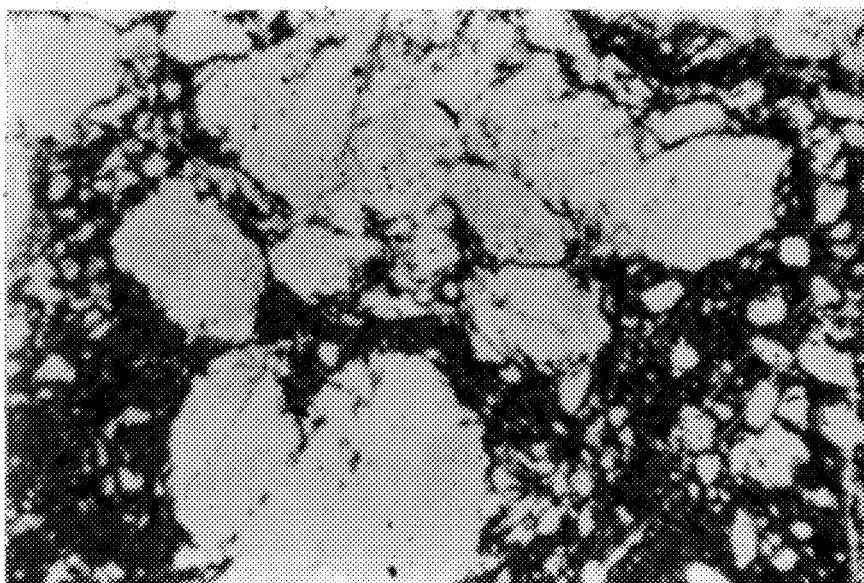


A) Veinules de tourmaline formant une texture en filet dans la zone de fracture.



D) Dyke de tourmaline montrant des fragments de tonalite.

## PLANCHE 4



.15 mm.  
└───┘

A) Texture en filet formée par la tourmaline et des fragments de quartz (L.N.).



5.5 cm.  
└───┘

B) Fragments sub-anguleux à arrondis de tonalite dans la matrice à tourmaline.



## La brèche

### Introduction

La brèche occupe la partie centrale et sud de la zone étudiée et n'est présente que sur quelques affleurements. Les observations sur le terrain ne nous permettent pas de déterminer sa forme et son étendue exacte. Le contact de celle-ci avec les roches encaissantes est net et caractérisé par une augmentation du pourcentage des fragments et la disparition de la matrice. Dans la brèche elle-même, les fragments comptent pour 70 pour cent et la matrice 30 pour cent de la surface. Les fragments sont sub-anguleux à arrondis et leur granulométrie varie de quelques millimètres à 30 centimètres avec une moyenne de 10 à 15 centimètres. Selon leur concentration, ils peuvent être complètement isolés dans la matrice ou être en contact les uns avec les autres isolant entre eux la matrice. Le contact entre les fragments et la matrice est net et souvent marqué par une lisière de quelques millimètres de tourmaline massive. D'une manière générale, les fragments observés au sud de la région sont plus petits que ceux observés dans la partie nord. La matrice qui remplit tous les interstices entre les fragments est noire et très poreuse. Elle est composée de poussières de roches dont la granulométrie varie de 1 millimètre à quelques centimètres. Nous pouvons définir deux types de matrice selon l'altération qu'elle a subie. Une matrice à tourmaline située aux extrémités nord et sud de la zone (Fig. 4) et une matrice à séricite qui occupe la partie centrale. La matrice à séricite contient un plus grand nombre de fragments à phénocristaux de quartz et plagioclases que la matrice à tourmaline. Cette partie de la brèche est caractérisée par une croissance de rosettes de tourmaline.

L'ensemble de la brèche montre de nombreuses fractures minéralisées en pyrite, magnétite et chalcopryrite. Cellex-ci recoupent la matrice et les fragments et leurs épontes sont colorées par un apport d'hématite.

### Les fragments grossiers

Nous décrirons dans cette section, les fragments grossiers,

c'est-à-dire visible à l'oeil nu (.5 cm. à 30 cm.) et dont la texture originale est préservée et identifiable.

Les fragments que nous retrouvons dans cette brèche sont similaires quelle que soit la nature des matrices qui les contient. Les principaux fragments que nous y retrouvons sont: des fragments de tonalite, des fragments porphyriques, des fragments mafiques et ultramafiques et quelques fragments de quartz filonniens et de magnétite. Nous remarquons une quantité plus élevée de fragments de tonalite dans la matrice riche en tourmaline et les fragments de roche porphyrique à phénocristaux de quartz et plagioclases sont plus nombreux dans la matrice riche en séricite.

#### Les fragments de tonalite

Les fragments de tonalite représentent 80 pour cent des fragments que nous retrouvons dans la brèche. Leur forme est sub-anguleuse à arrondie et leur granulométrie varie de 2 centimètres à 30 centimètres avec une moyenne de 10 à 15 centimètres (Pl. 4b). La plupart de ces fragments sont blanchâtres bien que plusieurs montrent une légère teinte rosée. L'hématitisation du plagioclases et une transformation locale et partielle de ce dernier en microcline sont responsables de cette couleur d'altération.

La texture est équi-granulaire et le quartz apparaît sur la surface exposée aux intempéries comme de petites aspérités baignant dans une pâte de plagioclases. Le même phénomène s'observe pour la tonalite des roches encaissantes. La roche est composée de quartz (30 à 35%) et de plagioclases (60 à 65%). Le quartz est en grains ou agrégats de grains xénomorphes, à extinction roulante. Ceux-ci sont souvent fracturés et montrent des bordures de grains engrenées.

Le plagioclases est hypidiomorphe et altéré en séricite. Cette altération varie d'intensité d'un fragment à l'autre et lorsqu'elle est intensive, elle détruit complètement leur forme cristalline. Dans ce cas, la séricite forme des plages interstitielles au quartz. Quelques bordures de plagioclases montrent des textures en mortier et de recristallisation.

Nous remarquons au coeur des fragments de la microcline qui remplacent les plagioclases.

Le quartz et le plagioclases, lorsqu'ils sont fracturés montrent dans leurs fractures un film d'hématite. Quelques fragments montrent des veines de quartz d'un centimètre qui sont antérieures à la bréchification. Plusieurs de ces fragments possèdent une microfissuration remplie par des grains de quartz, plagioclases, microcline, biotite, chlorite et carbonate. Généralement, la texture originale de la tonalite est bien conservée et l'altération est similaire à celle observée dans les roches encaissantes.

Le contact entre les fragments et la matrice est marqué par un début de recristallisation entre le quartz des fragments et le quartz de la matrice. Le contact est accentué par la présence de tourmaline dans la matrice et l'absence de celle-ci dans les fragments (Pl 5a).

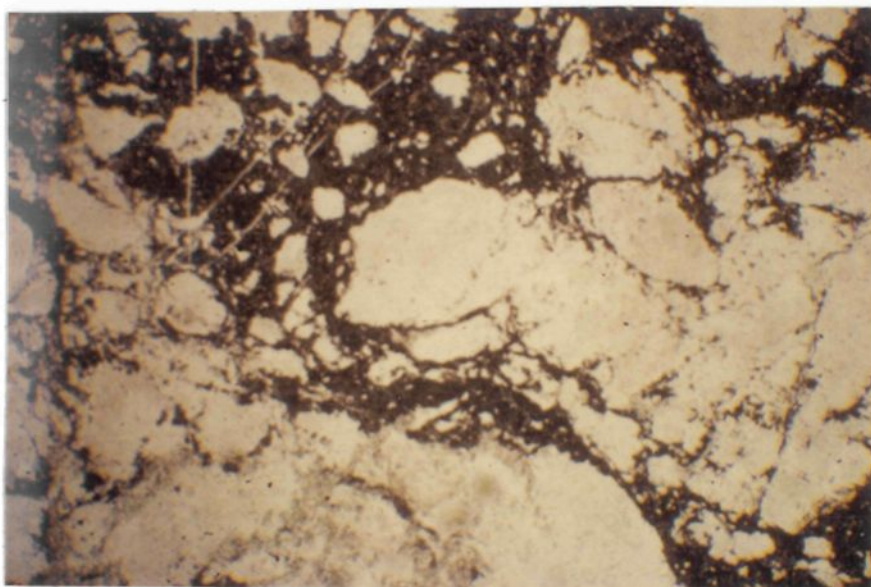
Le tableau 4 nous donne une analyse d'un fragment de tonalite. Si nous le comparons à la composition de la tonalite des roches encaissantes, nous remarquons que celle-ci est très similaire et que les pourcentages de  $K_2O$ ,  $MgO$ ,  $FeO$ , reflète toujours une augmentation marquée par rapport au tonalite normal du Pluton de Chibougamau. Toutefois, l'altération chimique n'y est pas plus intense que dans les roches encaissantes.

#### Les fragments porphyriques

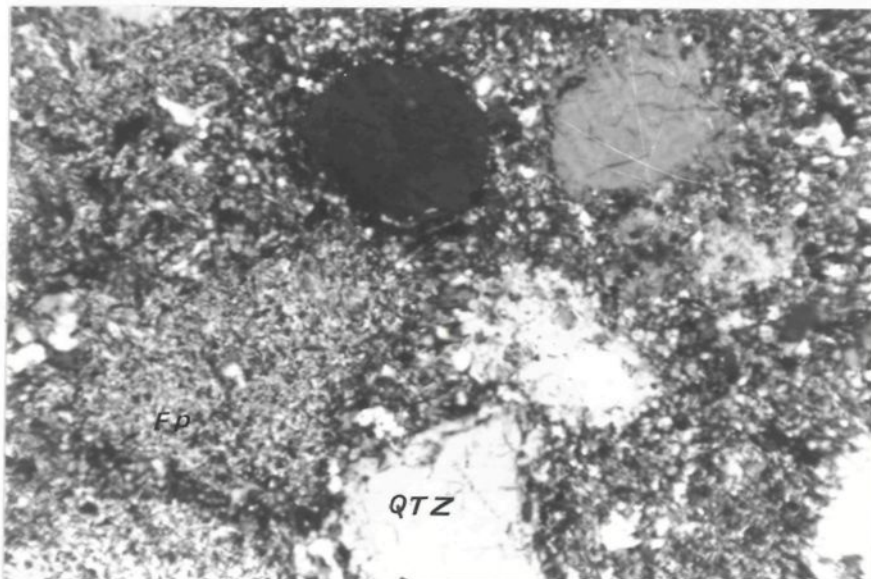
Les fragments porphyriques sont moins abondants que les fragments de tonalite et présentent les mêmes formes et la même granulométrie. Ils sont blanchâtres et composés de phénocristaux de quartz et/ou de plagioclases baignant dans une matrice aphanitique.

Les phénocristaux de quartz (.7 mm.) sont hypidiomorphes à xénomorphes. Ils possèdent une extinction roulante et des bordures résorbées. Leurs faces cristallines sont mieux développées que dans la tonalite et la fracturation y est plus intense. Les phénocristaux de feldspath (1 mm.) sont plus ou moins altérés en séricite. Leurs formes cristallines lorsque l'altération est intense sont partiellement détruites (pl. 5b). La matrice

## PLANCHE 5



A) Fragments de tonalite dont le contact avec la matrice est accentué par la présence de tourmaline (L.N.).



B) Fragments porphyriques de phénocristaux de quartz (Qtz) et feldspath (FP) dans la matrice microcristalline (L.P.).

entre ces phénocristaux est équi-granulaire, microcristalline et composée essentiellement de quartz et feldspath.

Les fragments porphyriques ont subi les mêmes altérations que la tonalite, mais lorsqu'ils sont en contact avec des fractures minéralisées l'hématitisation semble plus importante.

#### Les fragments mafiques et ultramafiques

Cette dernière catégorie de fragments n'est représentée que par quelques unités (2%) dispersées au travers des fragments plus acides de tonalite et de porphyres.

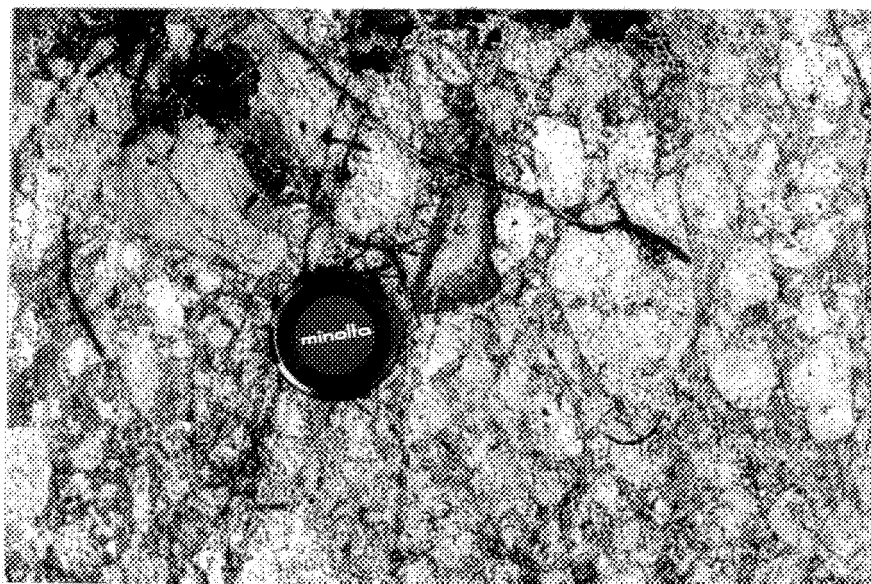
Leurs granulométrie est de 4 à 5 centimètres, ils sont sub-anguleux à arrondis et le contact avec la matrice est net (Pl. 6a). Ils sont gris foncés, la granulométrie de leurs constituants est très fine, quelques fois aphanitiques et certains montrent une zonation. Ceux-ci possèdent une bordure noire de quelques centimètres avec un coeur grisâtre. Le passage entre le coeur et l'enveloppe est marqué par une concentration de petits grains de magnétite.

Les quelques fragments examinés en lames minces sont composés de 70 à 80 pour cent de micas blancs en paillettes plus petites que .1 millimètre, d'un fort pourcentage de magnétite (20 à 30%) et de quelques grains de quartz.

Le tableau 4 montre les analyses chimiques effectuées sur deux de ces fragments. Leur composition chimique est caractérisée par un pourcentage très faible de silice, de calcium et de sodium et des teneurs en aluminium, en fer, en potassium exceptionnellement élevées. Nous pouvons supposer qu'une partie du fer et du potassium qu'ils contiennent est due à la même altération qu'ont subie les autres fragments de cette brèche. En raison du comportement tout à fait irrégulier des oxydes, il est impossible de tenter d'identifier ces fragments à des formations ultramafiques et mafiques que nous retrouvons dans la région de Chibougamau.

Nous devons signaler qu'en plus de tous ces fragments déjà décrits, nous retrouvons quelques fragments de quartz laiteux (quartz filonien) et quelques fragments isolés de magnétite massive.

## PLANCHE 6



A) Fragment ultramafique montrant une zonation.



B) Matrice à tourmaline intersticielle à des fragments de tonalite.

TABLEAU 4

Analyses chimiques des matrices et des fragments des brèches situées dans le canton de Queylus.

%poids	QSB-3 <sup>1</sup>	Ti5 <sup>3</sup> 190-195	T05 <sup>3</sup> 227-232	QSB-6 <sup>2</sup>	QSB-5 <sup>4</sup>	JC-21 <sup>5</sup>
SiO <sub>2</sub>	70.60	66.70	65.00	72.45	40.15	36.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.77	17.23	16.37	14.62	20.61	19.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>*</sup>	4.32	3.83	4.22	2.93	26.59	33.30
MnO	—	0.01	0.01	—	—	0.01
MgO	1.79	0.89	2.03	1.11	3.06	1.53
CaO	0.37	1.58	1.59	0.28	0.30	0.00
Na <sub>2</sub> O	3.47	2.48	3.20	3.04	1.06	0.11
K <sub>2</sub> O	3.39	5.62	4.92	5.40	7.24	8.53
TiO <sub>2</sub>	0.24	0.17	0.30	0.18	1.00	0.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.07	0.12	0.01	—	0,21

\* fer total

1- Bureau, (1978). Matrice à tourmaline.

2- Bureau, (1978). Fragments de tonalite.

3- Bonneau, (1976). Micro-brèche recoupée en sondages dans le canton de Queylus.

4- Bureau, (1978). Fragments ultramafiques provenant de la zone étudiée.

5- Cimon, (1973). Fragments ultramafiques provenant de la zone étudiée.



## Les matrices

La matrice, entre les fragments grossiers précédemment décrits, est composée de deux fractions granulométriques distinctes. La partie grossière représente 20 à 70 pour cent de la matrice et elle est constituée de petits fragments anguleux dont la granulométrie varie de .1 à 5 millimètres. La partie plus fine (70 à 20%) est interstitielle à toutes les autres fractions granulométriques et forme une pâte microcristalline. Nous pouvons diviser la matrice en deux parties soit une matrice caractérisée par une altération de tourmaline et de séricite et une matrice caractérisée par une altération en séricite et par la croissance de rosettes de tourmaline.

### La matrice à tourmaline

La matrice à tourmaline est le type que nous rencontrons le plus couramment sur les affleurements étudiés. Elle représente 30 pour cent de la roche. Elle est noire, composée de poussières de roches et très poreuse (Pl. 6b). La fraction granulométrique plus grossière est composée de quartz et de plagioclases.

Les grains de quartz dont la granulométrie varie de .1 à 5 millimètres est anguleux à sub-anguleux. Le contact avec la matrice est net. Ils sont fracturés et leur extinction est roulante. Ils se présentent également en agrégats de grains aux bordures suturées et engrenées et en grains équi-granulaires recristallisés (Pl. 7a).

Le plagioclases, de granulométrie un peu plus faible que les fragments de quartz, est de même forme mais en quantité moindre. Il est maclé, de composition andésitique et légèrement altéré en séricite.

Cette classe granulométrique de fragments montre également des fragments de quartz-feldspath, quartz-muscovite, et un pourcentage négligeable d'oxyde de fer.

L'ensemble de ces fragments provient sans doute de la désagrégation des fragments plus grossiers tels que la tonalite et les roches porphyriques à phénocristaux de quartz et feldspath.

La fraction granulométrique plus fine est constituée d'une pâte microcristalline ( $\leq .1$  mm.) de quartz et de feldspath et d'un pourcentage variable (5 à 50%) de tourmaline et de séricite (Pl. 7b). Nous observons en quantité mineure de la muscovite et de la magnétite. La tourmaline est aciculaire, se concentre en bordure des fragments pour en accentuer le contact et s'accompagne souvent d'hématite. La tourmaline est essentiellement restreinte à la matrice tandis que la séricite occupe les fragments et la matrice.

La poussière de roches forme très localement un litage très fin marqué par une alternance de couleur dans la roche. Nous observons une alternance de petits lits ( $\leq 1$  mm.) foncés probablement plus riche en tourmaline et des petits lits plus clairs, riches en quartz et feldspath. Ce phénomène n'est visible qu'à quelques endroits dans la matrice, en petites bandes de 5 centimètres de largeur et de 30 centimètres de longueur. Ces structures possèdent des orientations aléatoires serpentant entre les fragments et les contournant. L'origine de ces structures demeure mal comprise.

Nous remarquons également dans certaines parties de la brèche des zones très riches en magnétite. A certains endroits, la magnétite enrobe les fragments et sert de matrice. Ce phénomène est peu répandu.

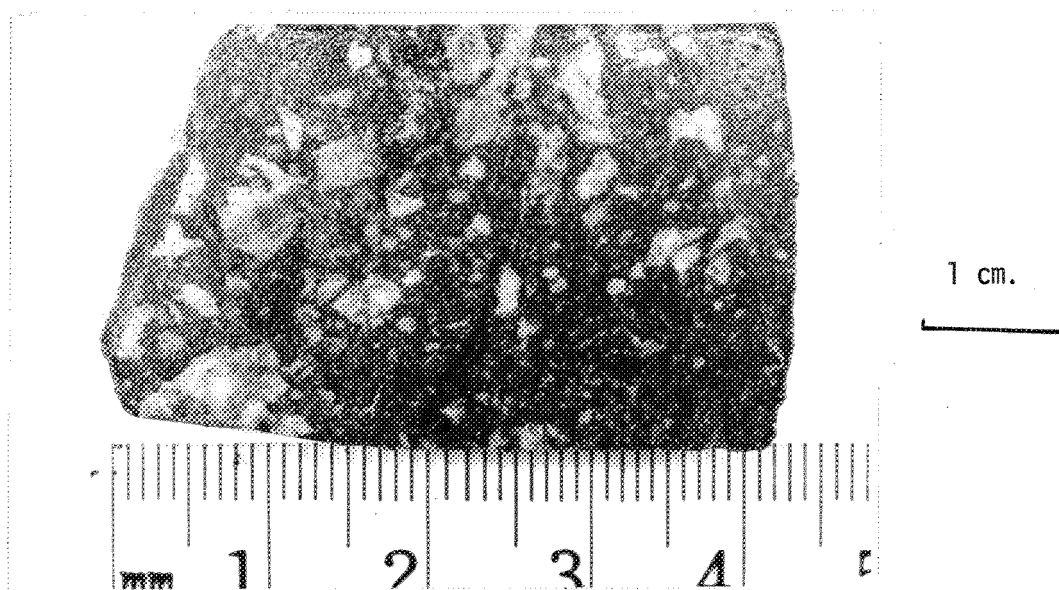
#### La matrice à séricite

Cette matrice se différencie de la précédente par une altération en séricite beaucoup plus intense et par l'absence de tourmaline dans la partie microcristalline. La fraction grossière (.1 à 5 mm.) est constituée essentiellement de fragments de quartz et de plagioclases et par endroit montre des rosettes de tourmaline (Pl. 8a). La phase microcristalline est formée d'une pâte de quartz, plagioclases, séricite et d'un peu de micro-

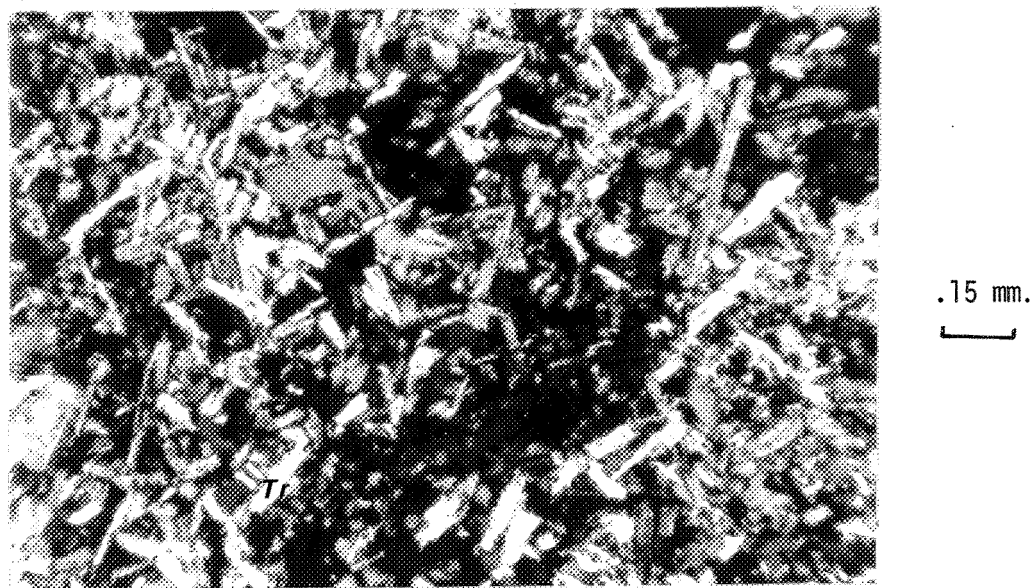
cline et d'oxyde de fer (Pl. 8b). Les relations structurales entre les deux matrices semblent indiquer que la brèche à matrice à séricite recoupe la brèche à matrice à tourmaline. De plus, l'abondance des fragments porphyriques à quartz et feldspath laisse croire que ce type de matrice représente un dyke porphyrique bréchifié.

Le tableau 4 montre la composition chimique des roches qui forment la matrice des brèches. Le pourcentage des différents oxydes se compare avantageusement à la composition des tonalites des roches encaissantes et nous remarquons toujours un pourcentage élevé de  $K_2O$ ,  $MgO$  et de fer total.

## PLANCHE 7

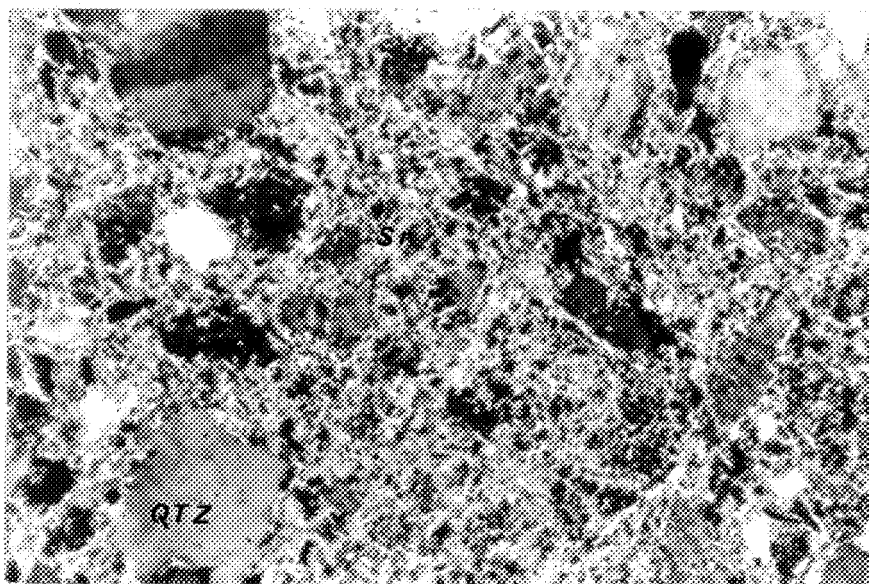


A) Matrice à tourmaline montrant la fraction granulométrique grossière de quartz et de feldspath.



B) Fraction microcristalline de la matrice à tourmaline (Tr) avec quartz et feldspath intersticiels (L.P.).

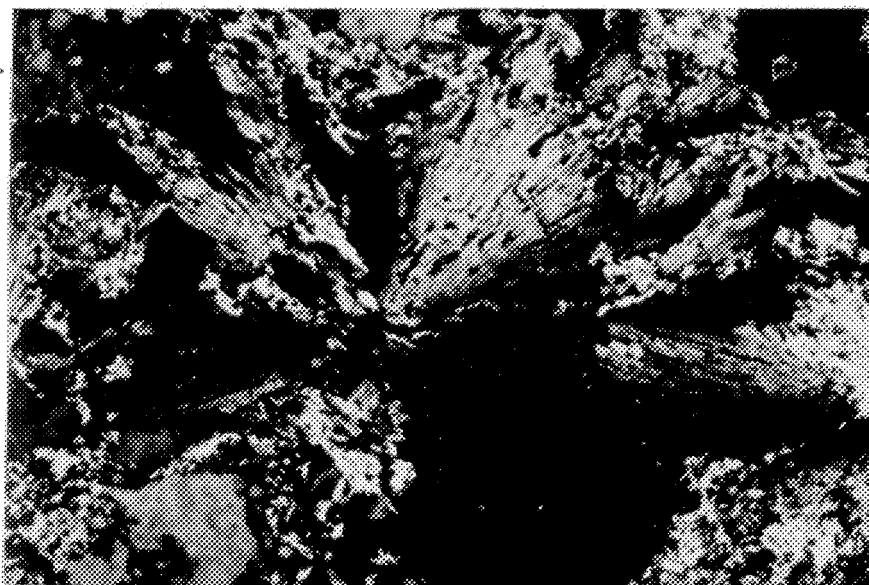
## PLANCHE 8



.50 mm.



A) Matrice à séricite (Sr) montrant des fragments de quartz (Qtz) arrondis (L.P.).



.15 mm.



B) Rosettes de tourmaline dans la matrice à séricite (L.P.).

## Altération

Toutes les roches de la zone étudiée ont subi à divers degrés une altération qui varie en composition, en intensité et par la nature des minéraux qui la composent. Celle-ci n'affecte pas de la même manière les roches encaissantes, les matrices, les fragments et les fractures.

Dans les roches encaissantes et les fragments nous pouvons distinguer une altération phyllique, une altération potassique et une hématitisation. L'hématitisation, l'altération la plus répandue, consiste en une concentration d'hématite dans les microfractures des grains de quartz et de plagioclases. Elle se présente aussi disséminée dans les plagioclases à proximité de fractures minéralisées. Nous observons une augmentation du pourcentage de l'hématite qui atteint son intensité maximum à proximité des fractures. Les mêmes phénomènes s'observent dans les fragments de la brèche. Cette altération donne à la roche une couleur rosée caractéristique. L'altération potassique se reflète dans ces roches par la présence de microcline et de muscovite qui apparaissent en bordures des grains de plagioclases. Cette altération est responsable d'une augmentation significative de pourcentage de  $K_2O$ . L'altération phyllique caractérisée par la présence de séricite dans les plagioclases résulte probablement de deux phénomènes. Une première altération due au métamorphisme régional du Pluton de Chibougamau, suivie d'une seconde phase qui a intensifié la croissance de la séricite dans les roches encaissantes et les fragments.

Les matrices, pour leur part, ont également subi une altération potassique et phyllique. La matrice à tourmaline est caractérisée par une altération en tourmaline qui imprègne la fraction microcristalline de la matrice et occupe le réseau de fractures qui se propagent dans les roches encaissantes. La matrice à séricite, pour sa part, est caractérisée par l'altération en séricite la plus intensive observée dans ce secteur.

Dans les fractures, qu'elles soient minéralisées ou non, nous y retrouvons une altération potassique et propylitique. L'altération potassique est caractérisée par la biotite, la microcline et la séricite

tandis que l'altération propylitique est représentée par la chlorite et le carbonate. Le tableau 5 nous montre les principales associations minéralogiques qui se retrouvent dans ces fractures.

Pour conclure nous pouvons signaler que l'altération en tourmaline affecte essentiellement la matrice de la zone fragmentale de la brèche. Les autres types d'altération, affectent l'ensemble du système bréchique (roches encaissantes, fragments, matrices) et ils semblent reliés à la fracturation et à la minéralisation.

### Minéralisation

La minéralisation associée à cette brèche se présente sous deux formes: disséminée dans les roches encaissantes et concentrée le long de fractures.

La première forme et la moins répandue est composée de magnétite et de pyrite (1%) disséminée dans la tonalite des roches encaissantes et dans les fragments de tonalite que nous retrouvons dans la brèche.

Dans les fractures, les principaux minéraux métalliques sont la magnétite, la pyrite et la chalcopryrite. La minéralisation apparaît sous la forme de petites veinules associées à une gangue silicatée et carbonatée. Les principaux minéraux en sont le quartz et le plagioclases accompagnés des minéraux d'altération déjà décrits dans la section précédente.

La magnétite peut être massive (matrice à magnétite ou filons) mais la plupart du temps elle est accompagnée de la pyrite et de la chalcopryrite. Sur les sections polies, elle se présente en plages xénomorphes. La pyrite se présente sous deux formes: soit en petits grains isolés idiomorphes ou en plage associée à la magnétite. La chalcopryrite se présente en petits grains dissiminée et toujours liée à la pyrite et la magnétite.

L'ensemble de ces fractures forme un stockwork de faible densité et peu minéralisé qui recoupe aussi bien les roches encaissantes que les fragments et les matrices de la brèche.

TABLEAU 5

Assemblages minéralogiques caractéristiques  
retrouvés dans les fractures.

Fractures	% décroissant par ordre d'importance des minéraux.
1*	quartz, microcline, plagioclases non altéré (An 30).
2	quartz, microcline, carbonate.
3	quartz, carbonate, biotite en voie de chloritisation.
4	plagioclases, quartz, microcline, biotite brun-vert, muscovite.
5	biotite, microcline, séricite, chlorite, carbonate.
6	quartz, microcline.
7	microcline.

\* Type d'assemblage minéralogique pour une fracture donnée.

1 la plus fréquente

7 la moins fréquente.



## Pétrogénèse

A partir des données pétrographiques recueillies lors de cette étude, nous avons tenté d'établir une chronologie relative des événements qui se sont produits lors de la formation de ce système bréchique. Les différentes étapes de formations sont données dans un ordre chronologique.

### 1<sup>0</sup> Cristallisation de la tonalite du Pluton de Chibougamau

La texture et la composition des fragments de tonalite sont tout à fait similaires à celles des roches encaissantes. Cette caractéristique nous indique que les phases du Pluton de Chibougamau étaient consolidées avant la bréchification. Les filons de quartz confinés à certains de ces fragments supportent cette hypothèse. Il faut toutefois noter que la présence de la brèche dans cet environnement implique que cette partie du Pluton de Chibougamau a été soumise à des contraintes (explosion, tectonique, pression hydrothermale, pulsation magmatique) durant ou après sa mise en place.

Les fragments à phénocristaux de quartz et de feldspath montrent des textures similaires à celles retrouvées dans les dykes de QFP et de FP qui recoupent les roches encaissantes. Ces dykes n'étant pas affectés par l'altération en tourmaline et la présence des fragments similaires dans la brèche favorise l'hypothèse que l'intrusion de ces dykes est antérieure à la bréchification.

Les fragments mafiques et ultramafiques demandent une source de matériel différent des autres fragments. Nous discuterons dans un chapitre ultérieur de l'origine et du mode de transport de ceux-ci.

### 2<sup>0</sup> Bréchification

Cette étape est marquée par la formation de la brèche principale (matrice à tourmaline) et d'un réseau de fractures qui s'étend aux roches encaissantes. La tourmaline étant restreinte à la matrice et aux frac-

tures, nous croyons que la tourmaline a profité de l'espace créé (matrice poreuse, fractures) pour cristalliser. La tourmaline peut avoir cristallisé pendant ou après la bréchification.

La matrice à séricite semble recouper la zone composée de la matrice à tourmaline et forme un dyke. De plus, cette relation structurale et l'absence de tourmaline dans sa fraction granulométrique microcristalline indique une époque de formation ultérieure à la première brèche et postérieure à la tourmalinisation.

### 30 Altération et minéralisation

La minéralisation et l'altération sont étroitement reliées à un système de fractures qui recoupent les roches encaissantes, les matrices et les fragments des brèches. Ces fractures peuvent s'être produites lors de périodes de bréchification ou ultérieurement. Tous les types d'altération que nous retrouvons sont localisés dans ces fractures et en leurs bordures immédiates. Elles s'étendent aux roches encaissantes (hématite, microcline, séricite) mais le maximum d'intensité se retrouve en bordure des fractures.

Nous discuterons dans un prochain chapitre des mécanismes de bréchification et d'altération qui permettent d'engendrer un tel système.

## PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE DE LA BRECHE DE LA PENINSULE DEVLIN

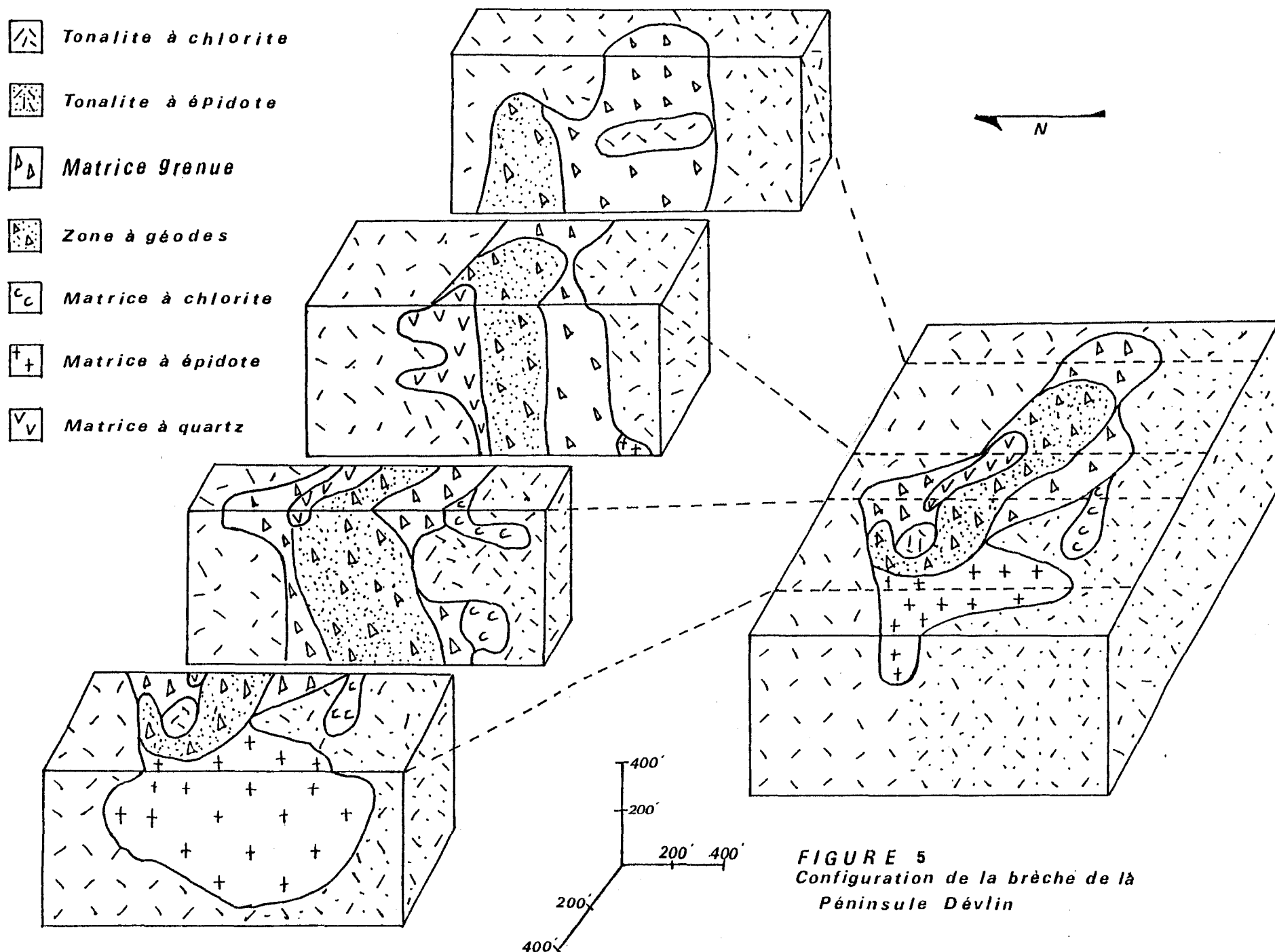
### Introduction

La brèche, située sur la péninsule Devlin (Fig. 2) au sud du Lac Chibougamau n'affleure pas sur le terrain et n'est retrouvée que par sondages. Nous avons déterminé pour la zone bréchiforme une section ovale dont l'axe EO mesure 1400 pieds et l'axe NS 900 pieds. Dans la partie centrale, la brèche se rend en surface mais demeure cachée sous une épaisseur moyenne de 20 pieds de mort-terrain. L'extension en profondeur est inconnue, la profondeur d'investigation des sondages n'étant que 350 pieds. La forme est irrégulière et nous retrouvons à l'intérieur de la brèche des zones de roches non bréchifiées (Fig. 4).

Les roches encaissantes sont constituées de diverses tonalites dont l'aspect mégascopique varie beaucoup selon le contenu en minéraux ferro-magnésiens et selon l'intensité et la nature de l'altération qu'elles ont subies. Nous retrouvons associée aux roches encaissantes une multitude de blocs d'anorthosite, quelques dykes de méladiorite et des filons de quartz.

Le contact de la brèche avec les roches encaissantes peut être net mais la plupart du temps, il est graduel sur plusieurs dizaines de pieds. Dans ce cas, le contact est marqué par une zone de fracturation produite par une multitude de dykes de composition tonalitique. Ce phénomène donne à la roche l'aspect d'une intrusion complexe composée de plusieurs phases s'entrecoupant aléatoirement.

La brèche possède une grande homogénéité pour ce qui est de la composition, de la forme et de la distribution des fragments mais la matri-



**FIGURE 5**  
 Configuration de la brèche de la  
 Péninsule Dévlin

ce pour sa part est très hétérogène d'un endroit à l'autre. Nous pouvons distinguer dans la matrice de la brèche une zonation sub-concentrique marquée par des différences dans l'aspect mégascopique et dans la composition des matrices (Fig. 5).

Nous avons subdivisé la matrice en quatre zones principales: la matrice grenue, la matrice à quartz, la matrice à épidote et la matrice à chlorite. Ces matrices sont les principales unités constitutives de cette zonation (Fig. 5). Le coeur de la brèche est formé de la matrice à quartz entouré par la matrice grenue. La matrice à épidote et la matrice à chlorite forment les extrémités ouest et sud-ouest de la zone bréchique et en constituent les bordures extérieures. La matrice grenue, le type le plus abondant, peut être subdivisé selon l'aspect mégascopique de la roche. Une première zone contiguë à la brèche à quartz est caractérisée par des géodes tapissées d'épidote, de chlorite et de pyrite. La seconde entourant la première est formée par la matrice grenue, massive, sans géode, où l'altération en épidote est moins importante.

Les fragments contenus dans ces matrices sont caractéristiques des roches encaissantes et les transformations qu'ils ont subies lors de la bréchification sont mineures.

Nous retrouvons associé à cette zone de brèche et aux roches encaissantes un dépôt minéralisé en cuivre de 616,000 tonnes d'une teneur moyenne de 2.8 pour cent de cuivre (Kavanaugh 1978). La zone principale est constituée d'une lentille tabulaire de 1,350 pieds de long par 750 pieds de large et d'une épaisseur moyenne de 8 pieds. Celle-ci se retrouve à 150 pieds sous la surface dans la partie ouest et à une profondeur de 275 pieds dans la partie est. Une deuxième zone située à 50 pieds sous la surface est moins étendue (400' x 450') et montre des valeurs en cuivre de 1 pour cent (Kavanaugh 1978).

## Les roches encaissantes

### Les tonalites

Les roches encaissantes de la brèche de la péninsule Devlin sont composées de tonalite de composition uniforme. La couleur des différentes unités lithologiques constituant varie d'un endroit à l'autre selon la nature et l'abondance des minéraux ferro-magnésiens et des minéraux d'altération qui constituent l'assemblage minéralogique secondaire de ces roches.

La tonalite à chlorite forme le mur nord de la brèche et constitue l'unité majeure rencontrée dans la région étudiée. La roche est vert foncé à vert clair. Elle peut être porphyrique ou équigranulaire. Lorsqu'elle est porphyrique (Pl. 9a), les plagioclases se présentent en petits phénocristaux jaunâtres (1 à 2 mm.) et sont dispersés uniformément dans une matrice vert foncé équigranulaire de feldspath et de quartz. La présence de cette texture porphyrique est irrégulière et le plus souvent la roche est équigranulaire. La tonalite à épidote pour sa part, le deuxième type de roche en importance, est surtout concentrée au sud de la brèche. Elle est de couleur vert pâle et composée de feldspath épidotisé et de quartz (Pl. 9b). La différence de couleur entre ces deux roches est due à la prédominance de la chlorite dans l'une et de l'épidote dans l'autre.

La tonalite à chlorite est composée de quartz (29%), plagioclases (53%), chlorite (7%) et épidote (6%). La tonalite à épidote pour sa part, est constituée de quartz (30%), plagioclases (62%), chlorite (1%) et épidote (7%). Dans ces deux roches, nous retrouvons en trace un carbonate, de l'oxyde de fer et de la muscovite.

La granulométrie des cristaux de plagioclases varie de 1 à 1,5 millimètres. Ils sont tabulaires, idiomorphes à hypidiomorphes et forment la masse de la roche. Quelques uns montrent une bordure réactionnelle avec le quartz. Souvent, ils se présentent sous deux formes granulométriques distinctes, soit: en cristaux automorphes (1 à 1.5 mm.) et petits grains

maclés entre les grains de quartz.

Les plagioclases sont altérés par la séricite et la pistachite. En général, l'altération en séricite prédomine au centre des grains et la pistachite prédomine en bordure (Pl. 10a). Cette altération montre une zonation dans les plagioclases. Certains cristaux ne montrent qu'une altération en séricite au centre et une bordure de grains non altérée. La séricite est en petites aiguilles alignées selon les macles, tandis que l'épidote est en grains inéquigranulaires formant par endroits un manteau d'arlequin (Roubault 1963). L'intensité de l'altération varie d'un endroit à l'autre et parfois le feldspath a complètement disparu pour donner des agrégats d'épidote et séricite (Pl. 10b). Quelques plagioclases montrent un film d'hématite dans leurs fractures.

Le quartz de granulométrie plus fine .3 à .5 millimètres est interstitiel aux plagioclases. Selon la quantité présente, il peut prendre la forme de veinules serpentant entre les grains de plagioclases qui ne se touchent pas ou être interstitiel entre plusieurs grains de plagioclases à bordures communes. Il est équigranulaire, à extinction roulante et montre quelques évidences de recristallisation. La bordure des grains est engrenée. La texture entre les deux composantes de ces roches est inéquigranulaire et légèrement porphyrique (Pl. 11a).

La chlorite lorsqu'elle est présente (tonalite à chlorite) est brune, magnésienne et interstitielle entre les plagioclases et le quartz. Elle se présente sous la forme de petites paillettes à extinction droite et quelques fois s'agglomère pour former de petits îlots dans la roche. Allard, (1976) suggère que la chlorite des différentes unités lithologiques du Pluton de Chibougamau est le résultat de la transformation de la biotite. Dans nos échantillons aucun vestige de cette biotite n'est présent.

Les deux autres phases intrusives que nous retrouvons associées aux précédentes sont une tonalite à chlorite blanche verdâtre et une tonalite rose. La composition et la texture de ces roches sont similaires à celles déjà décrites et cette différence de couleur est due à une altération

TABLEAU 6

Analyses chimiques des unités lithologiques de la brèche de la péninsule Devlin

% Poids	SB32-97	SB6-39	SB23-58	SB23-24	SB8-174	SB64-28	SB26-83	SB5-291	SB32-197
SiO <sub>2</sub>	62.02	64.41	68.44	70.23	69.85	71.17	73.55	73.06	68.74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.20	18.50	18.18	17.34	17.42	16.75	16.64	16.56	17.97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.50	4.54	1.96	1.91	1.20	1.94	1.22	1.69	2.04
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	2.13	2.02	1.13	0.80	0.64	0.87	0.71	0.78	1.11
CaO	5.03	3.59	3.08	3.24	3.73	2.87	1.04	1.19	3.85
Na <sub>2</sub> O	2.79	4.74	6.10	4.47	5.31	4.68	5.68	5.33	4.32
K <sub>2</sub> O	2.05	1.31	0.59	1.49	1.02	1.23	0.94	1.12	1.10
TiO <sub>2</sub>	0.67	0.53	0.23	0.21	0.12	0.21	0.15	0.17	0.30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.49	0.34	0.28	0.29	0.31	0.26	0.07	0.09	0.36

\* Fer total

Tonalite à chlorite, SB32-97, SB6-39.

Tonalite à épidote, SB23-58, SB23-24.

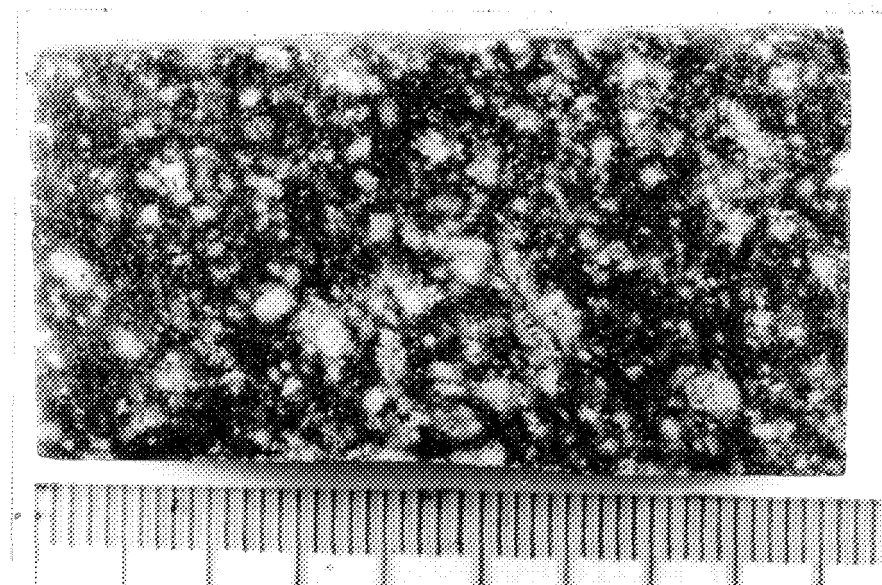
Tonalite blanche, SB8-174, SB64-28.

Tonalite rose, SB26-83, SB5-291.

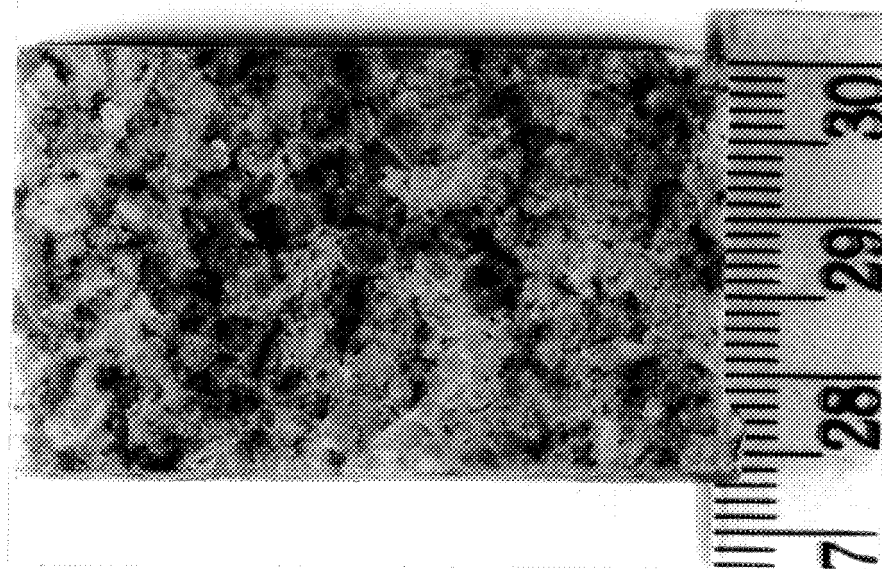
Matrice grenue, SB32-197.



## PLANCHE 9

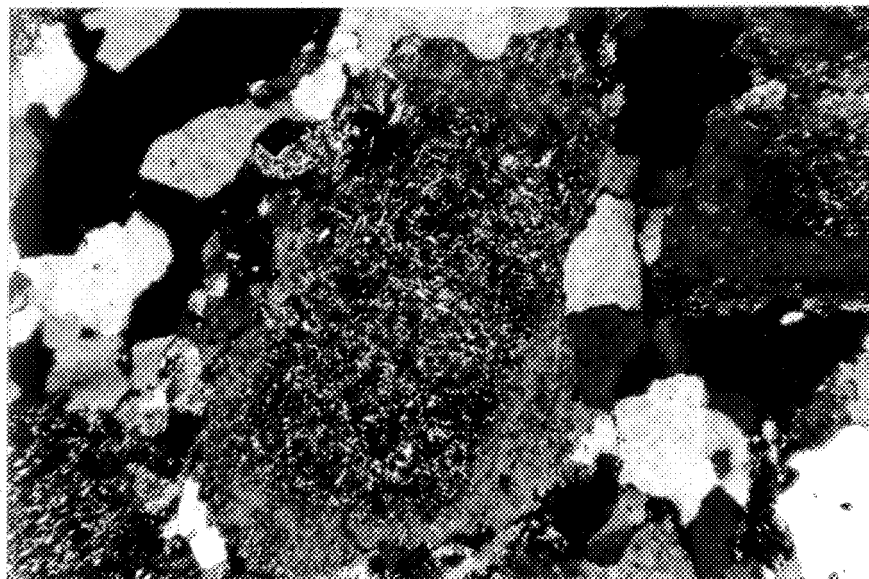
1 cm.  
└───┘

A) Tonalite à chlorite montrant des phénocristaux de feldspath dans une matrice aphyrique.

1 cm.  
└───┘

B) Tonalite à épidote.

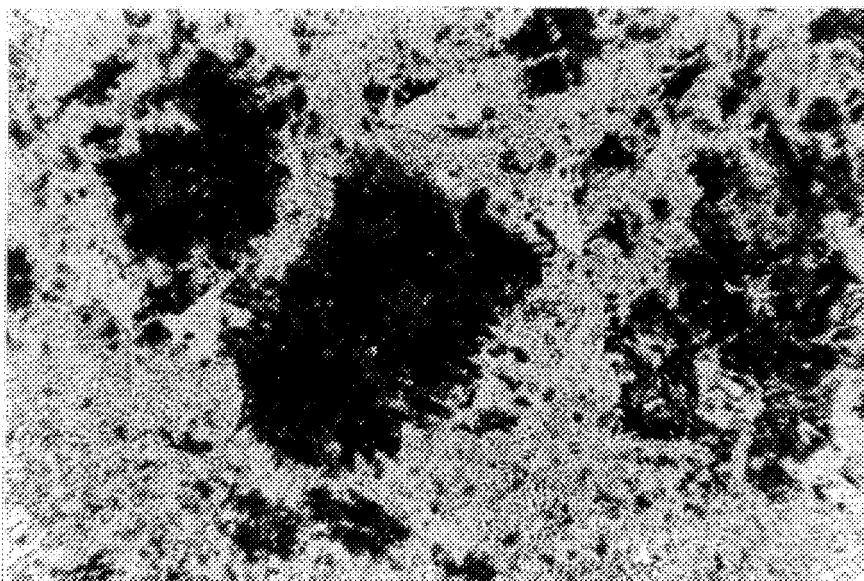
## PLANCHE 10



.50 mm.



A) Plagioclase montrant une altération différentielle en bordure (L.P.).

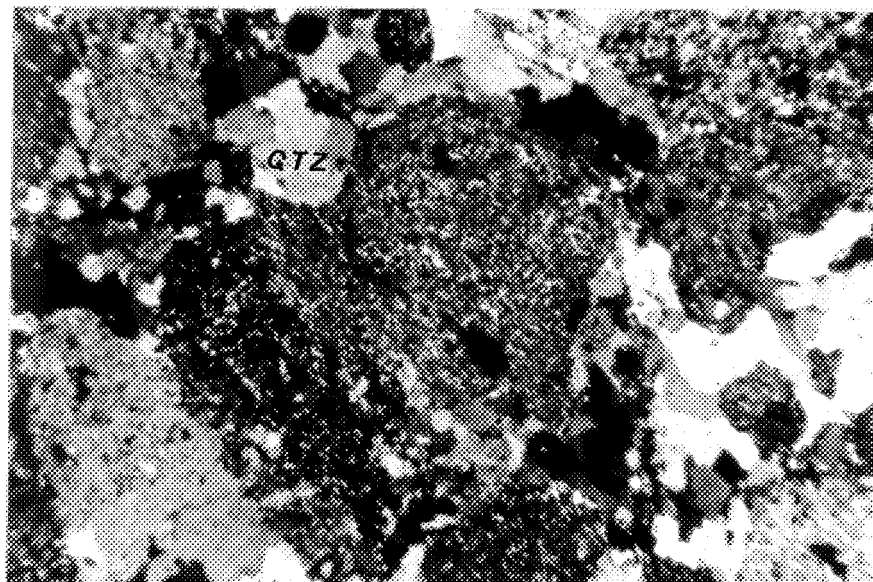


.50 mm.



B) Pseudomorphes de plagioclase épidotisés dans une plage de séricite. (L.N.).

## PLANCHE 11



50 mm.



- A) Tonalite montrant une texture porphyrique entre le feldspath (Fp) et le quartz (Qtz) (L.P.).



5 mm.



- B) Anorthosite montrant un plagioclase dans les produits d'altération (L.P.).

moins intensive en épidote et séricite et un pourcentage plus faible en chlorite. La tonalite rose se présente sous forme de petits dykes recoupant toutes les autres phases ou étroitement liée à la tonalite vert pâle sans contact net et montrant un passage graduel d'une variété à l'autre.

Toutes les roches de cette zone ont probablement une origine magmatique commune, mais ont été mises en place en plusieurs étapes (dykes). Elles ont subi à diverses intensités des altérations qui en changeant la couleur sans en altérer la texture et la composition originale.

Le tableau 6 montre quelques analyses chimiques des tonalites décrites précédemment. La composition est similaire à celle du Pluton de Chibougamau donné par Allard, (1973) (Tableau 6).

#### Anorthosite

L'anorthosite se présente sous la forme de blocs dans la tonalite à chlorite. La grosseur de ces blocs varie de quelques pouces à plusieurs dizaines de pieds. Le contact entre ces blocs et la roche encaissante est net. La roche est blanchâtre, à grains grossiers, avec des reflets rosâtres et verdâtres dus à l'altération. Les minéraux d'altération représentent de 50 à 80 pour cent de la roche.

Le constituant primaire, le plagioclases, An 30 à 40, est maculé, de granulométrie grossière et son altération est très intense. Le plagioclases ne forme que des îlots à bordures irrégulières à travers les produits d'altération (Pl. 11b). Les macles ont subi des déformations mécaniques. L'altération est surtout représentée par la pistachite en agrégats de grains jaunes et par la zoïsite-clinozoïsite en grains gris bleuâtres. Un faible pourcentage de séricite se retrouve aligné selon les macles des plagioclases.

Ces blocs d'anorthosite proviennent de toute évidence du Complexe du Lac Doré. Ceux-ci ont été probablement incorporés au magma tonalitique du Pluton de Chibougamau lors de sa mise en place.

Associée à ces roches, il faut mentionner la présence de

petits dykes de gabbro et de méladiorite à l'est de la zone bréchique.

## Les fragments

### Introduction

Les fragments sont de même composition que les roches encaissantes et leur nature, leur quantité et leur distribution est la même quelle que soit la composition de la matrice qui les contient. La granulométrie des fragments varie de .1 millimètre à 10 centimètres et ceux-ci représentent dans la zone de brèche 30 pour cent de la roche. Leur forme est de sub-arrondie à arrondie et le contact est net avec la matrice qui les contient. Les fragments proviennent sans doute des roches encaissantes et sont composés des divers types de tonalite précédemment décrite, de fragments d'anorthosite et de quelques fragments exotiques. Le pourcentage respectif de chaque variété de fragments se présente comme suit: tonalite (80%), quartz et feldspath (15%), anorthosite (4%), autres (1%).

### Les fragments de tonalite

Les fragments de tonalite à chlorite, à épidote et ceux de couleur rose sont représentatifs des roches encaissantes. Ils sont de texture et de compositions comparables.

Mégascopiquement, le contact entre les fragments et la matrice semble net, mais une étude microscopique nous révèle que le quartz de la matrice est venu se greffer sur l'édifice cristallin des grains de quartz pour donner des contacts flous. Les macles des plagioclases sont souvent déformées (macle en fuseau). La bordure des grains est arrondie et montre un contact dendritique avec le quartz recristallisé. D'une façon générale, l'altération observée dans ces fragments est de même nature et de même intensité que celle observée dans les roches encaissantes, mais elle est beaucoup moins importante que celle observée dans la matrice de la brèche. Dans certains fragments les phénocristaux de feldspath ont été complètement altérés en épidote et séricite.

Les fragments de tonalite à chlorite montrent une plus grande altération qui se manifeste par la perte partielle de la texture originale. Ce phénomène les rend difficilement discernable de la matrice qui les contient. Quelques fragments ont une texture gneissique due à la recristallisation du quartz et à l'alignement de celui-ci et de la séricite. Nous observons dans ces fragments des textures en mortier et une granulométrie plus fine en bordure (Pl. 12 a b).

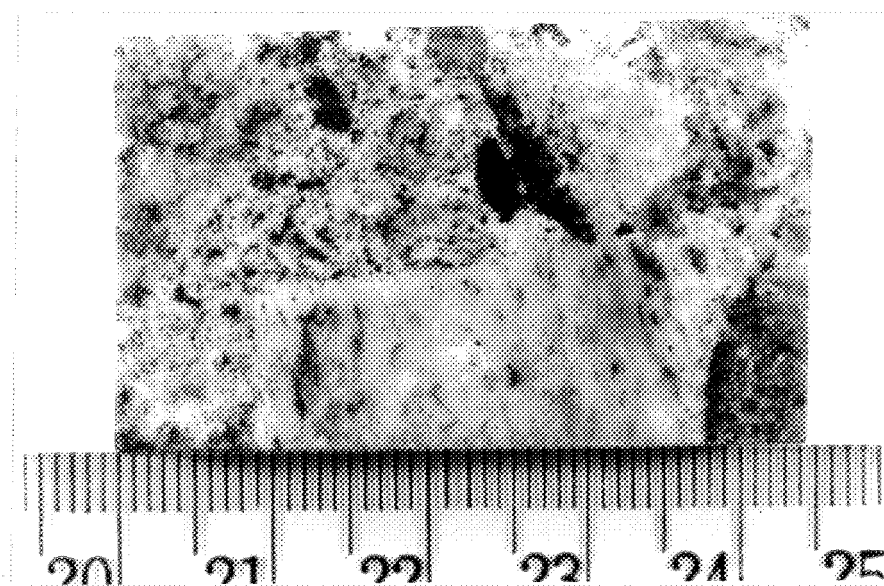
Plusieurs fragments de tonalite montrent une zonation ou une zone de réaction en leur bordure. Ces fragments montrent un coeur verdâtre avec une lisière de 1 millimètre à 1 centimètre en bordure (Pl. 13a). Cette lisière peut être blanche ou rose. Les grains de plagioclases au centre des fragments sont plus épidotisés et plus séricitisés que ceux de la bordure qui n'ont qu'une légère altération en séricite. La bordure que nous observons sur quelques uns de ces fragments peut s'expliquer par cette altération moins intensive et par un degré de recristallisation plus élevé du quartz et des feldspaths qui donne une texture équi-granulaire microcristalline à cette bordure.

#### Fragments de quartz et feldspath

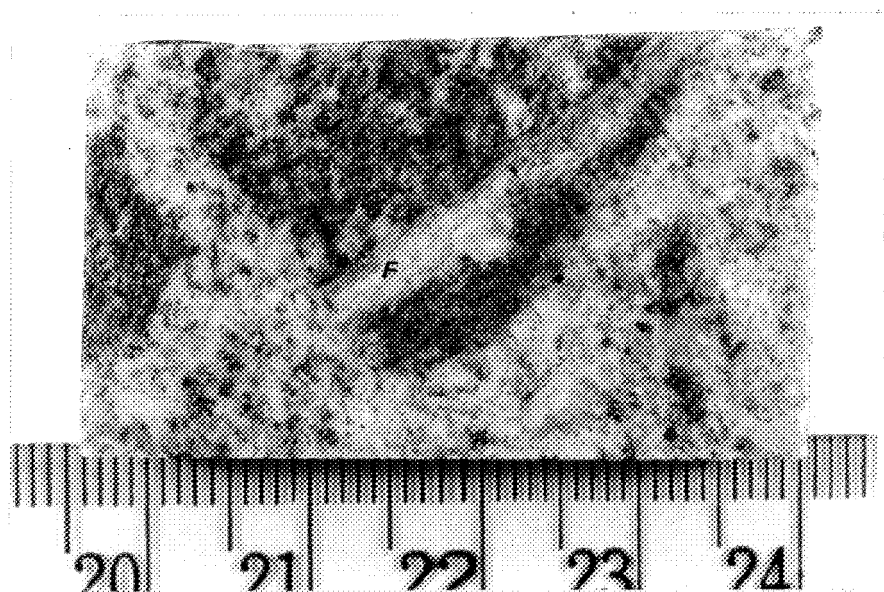
Nous observons une multitude de fragments de minéraux surtout de quartz et de plagioclases. Ceux-ci sont interstitiels aux fragments tonalitiques plus grossiers. Le quartz se présente en grains ou agrégats de grains dont la granulométrie varie de .1 à 1 centimètre. Ils sont sub-anguleux à sub-arrondis et leur contact avec la matrice est toujours net. Le quartz en agrégats est xénomorphe, à bordures suturées et possède une extinction roulante. Ceux-ci ressortent bien de la matrice par l'absence de minéraux d'altération. Souvent accrochés à ces fragments, nous retrouvons des grains de feldspath plus ou moins altérés (Pl. 13b).

Les fragments de feldspath de granulométrie similaire mais beaucoup moins nombreux possèdent des contacts flous avec la matrice et peuvent être partiellement ou totalement altérés en séricite et épidote. Ces fragments de quartz et feldspath représentent les détritiques de la désagrégation

## PLANCHE 12



A) Fragments montrant une recristallisation en bordure.



B) Fragment de tonalite montrant une frange (F) recristallisée.

## PLANCHE 13



A) Fragment de tonalite montrant un coeur épidotisé et une bordure non altérée.



B) Fragment de feldspath (Fp) dans la matrice microcristalline grenue (L.P.).



des fragments plus grossiers de tonalite lors de la bréchification. Nous pouvons les comparer à la fraction granulométrique grossière que nous retrouvons dans la brèche du canton de Queylus.

#### Fragments d'anorthosite et fragments exotiques.

Nous retrouvons dans la zone bréchique des fragments d'anorthosite plus ou moins altérés. Ces fragments proviennent sûrement de la bréchification des blocs d'anorthosite que nous retrouvons dans les roches encaissantes.

Nous observons également des fragments chloriteux en quantité moins importante. Ils sont composés de chlorite (30 à 40%) de feldspath, d'épidote et d'un peu de quartz. Ceux-ci sont très altérés et montrent des contacts flous avec la matrice. Ils présentent des textures ophitiques et nématoblastiques. Nous pouvons supposer que ces fragments proviennent des dykes de méladiorite et de gabbro qui recoupent les roches de la région. Nous devons toutefois signaler que leur altération intense et leur granulométrie très fine ne nous permettent pas de les identifier avec certitude. Ceux-ci représentent peut-être des fragments de roches volcaniques incorporés dans la colonne bréchique lors de la bréchification.

#### Pétrographie des matrices

##### Introduction

Nous avons pu distinguer dans ce système bréchique 4 types de matrices qui se différencient mégascopiquement et microscopiquement par des différences de textures et de minéralogie. L'ensemble de celles-ci est relié spatialement (Fig. 4) mais le passage de l'une à l'autre n'a pu être expliqué vu le manque d'information sur le terrain.

## La matrice grenue

Cette zone représente la plus grande partie de la brèche de la péninsule Devlin. Mégascopiquement, la roche est très variable. Elle est de couleur vert foncé à blanc verdâtre (Pl. 14a). Sa granulométrie est moyenne et varie quelque peu d'un endroit à l'autre.

On peut la subdiviser en deux zones principales. Une zone centrale qui est caractérisée par la présence de géodes dont la grandeur varie de quelques millimètres à 3 centimètres (Pl. 14b) et une zone sans géode où la matrice grenue est massive. Les géodes représentent 20 pour cent de la roche. Elles sont tapissées d'épidote, chlorite, quartz et d'un peu de pyrite. Cette zone représente sans doute un milieu poreux à travers lequel il y a en circulation du fluide. Ces géodes nous indiquent que la brèche a pu se former à une faible profondeur d'enfouissement et sous des conditions de pressions de confinement relativement faible.

La matrice est composée de quartz, feldspath et d'épidote. La granulométrie est de .1 millimètre et la texture est équi-granulaire. Nous pouvons distinguer cette matrice des fragments qu'elle transporte par une granulométrie beaucoup plus fine, par un pourcentage important de pistachite (10 à 30%) et un faible pourcentage de séricite. Le quartz et le feldspath sont microcristallins, anguleux et ont subi une légère recristallisation. L'épidote forme des grains un peu plus grossiers et distribués uniformément dans la matrice. Parfois, nous la retrouvons concentrée autour des fragments.

Par endroit, cette matrice prend l'aspect de la microbrèche décrite dans le canton de Queylus. Dans ce cas, nous retrouvons superposés aux minéraux très fins de la matrice des fragments de quartz et de feldspath de .2 à 2 millimètres, sub-anguleux à sub-arrondis et dont le pourcentage peut atteindre 30 pour cent (Pl. 15a). Avec cet assemblage, le pourcentage d'épidote est moins élevé et la texture est inéqui-granulaire.

Nous remarquons, à quelques endroits dans cette matrice, de la chlorite verte (ferrière 5%) en petits bâtonnets de .1 millimètres qui

sont interstitiels aux grains de quartz et de feldspath. Nous observons en quantité moindre du carbonate et des opaques. Il nous a été impossible de déterminer s'il existait à l'intérieur de cette matrice une variation systématique de l'épidote et de la chlorite, si ce n'est un pourcentage plus élevé d'épidote dans la zone à géode.

#### La matrice à quartz

Cette zone beaucoup plus restreinte que la précédente occupe la partie centrale de la zone bréchique (Fig. 4) et en forme le flanc nord. Elle est essentiellement composée de quartz laiteux formant une texture en filet avec les fragments qu'elle transporte (Pl. 15b). Elle est composée de deux zones principales: une première très étendue (sondage 8, 62) et des petites zones secondaires caractérisées par des petites veines de quartz transportant des fragments.

Dans la zone principale, le quartz est granulaire, à extinction roulante. Les bordures des grains sont suturées. La granulométrie varie de .5 millimètre à 5 millimètres. Nous retrouvons disséminées à travers celui-ci des traces de chlorite, d'épidote et de carbonate et nous notons à deux endroits la présence de petits bâtonnets de tourmaline.

#### La matrice à épidote

Cette matrice occupe la partie ouest de la zone de brèche et forme une zone de bordure avec les roches encaissantes. De couleur vert pâle, elle possède une granulométrie fine et ressemble à la tonalite à épidote des roches encaissantes. La roche forme une masse uniforme dans laquelle on peut distinguer des fragments de tonalite et une multitude de fragments de quartz ( $\leq 1$  cm.) anguleux (Pl. 16a. b).

Tout comme la matrice grenue, elle est composée de quartz et feldspath microcristallin. Nous y retrouvons une quantité appréciable d'épidote et un peu de carbonate. Par endroit, elle prend l'aspect d'une microbrèche tel que décrit pour la brèche du canton de Queylus et dans la matrice grenue.

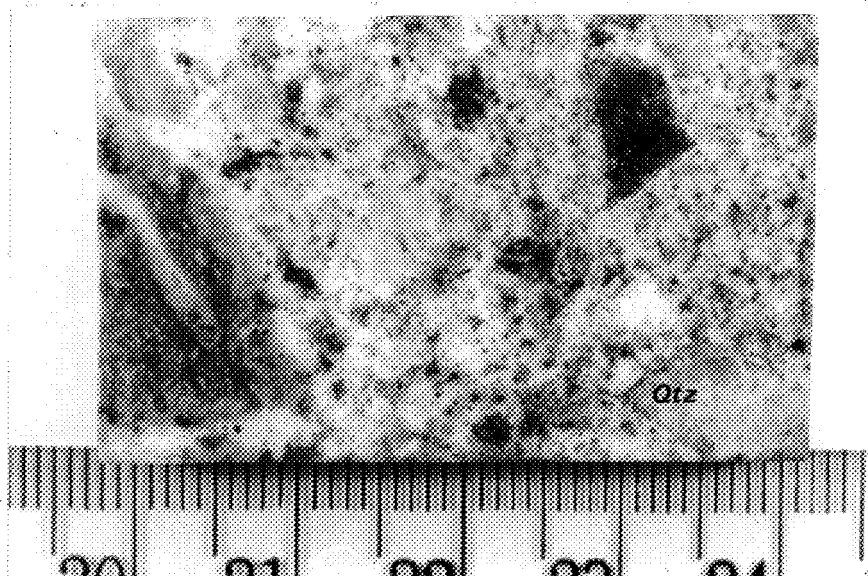
## La matrice à chlorite

Ce dernier type de matrice est le moins répandu. Nous le retrouvons sur quelques pieds de sondages dans la bordure sud de la brèche. De couleur vert clair à vert foncé. Elle est uniforme à grains fins et transporte des fragments des unités lithologiques encaissantes (Pl. 17a. b).

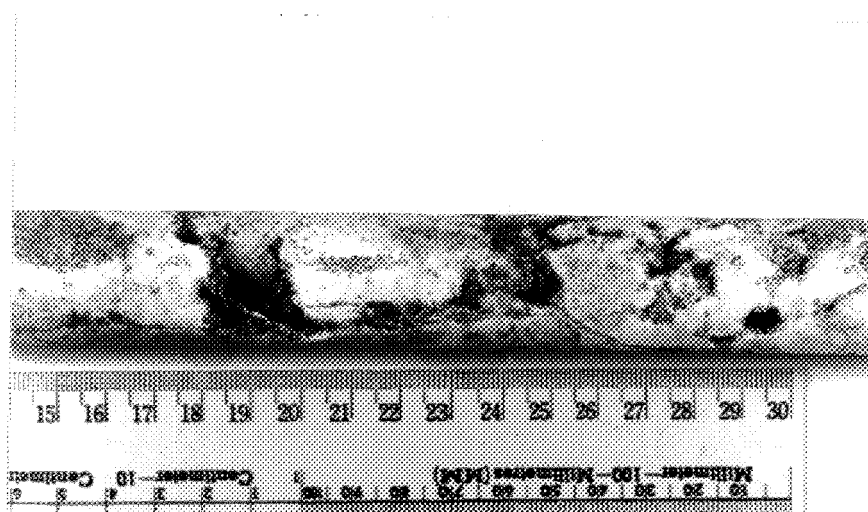
Les quelques lames minces que nous avons étudiées nous montrent qu'elle est composée de 50% de quartz et feldspath équigranulaires et 50% de chlorite en bâtonnets formant avec les autres minéraux une texture sub-ophitique. La granulométrie moyenne est de .4 millimètre et nous y retrouvons des traces d'épidote. Dans tous les cas, le contact avec les fragments qu'elle transporte est net.

Nous pensons que la matrice grenue et la matrice à épidote forment une zone bréchique différente de celle formée par la matrice à quartz et la matrice à chlorite. Les deux premières sont essentiellement constituées de quartz et de plagioclases dont la granulométrie varie de .1 millimètre à 2 centimètres. Celles-ci forment comme pour la brèche du canton de Queylus, une matrice de poussière de roches. La seule différence que nous pouvons observer entre ces deux matrices est la nature et l'abondance de l'altération qui les affecte. Les deux autres, la matrice à quartz et la matrice à chlorite sont composées de minéraux cristallisés et représentent peut-être une zone de remplissage de fractures autour de la brèche à matrice broyée. Nous devons toutefois signaler que la forme et la nature des fragments demeurent les mêmes quelle que soit la nature de la matrice.

## PLANCHE 14




A) Aspect mégascopique de la matrice grenue avec fragment chloriteux (Fc) et fragment de quartz (Qtz).

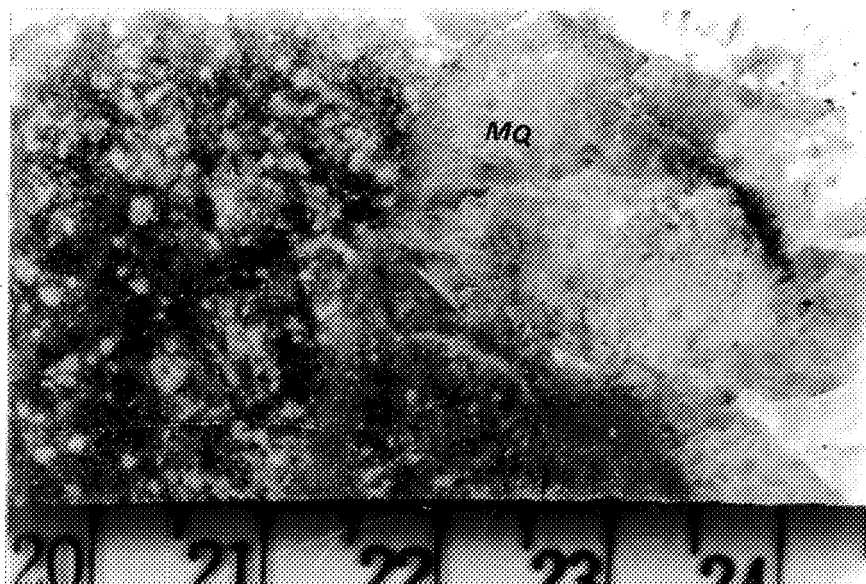


B) Géode d'épidote, quartz et pyrite dans la matrice grenue.

## PLANCHE 15

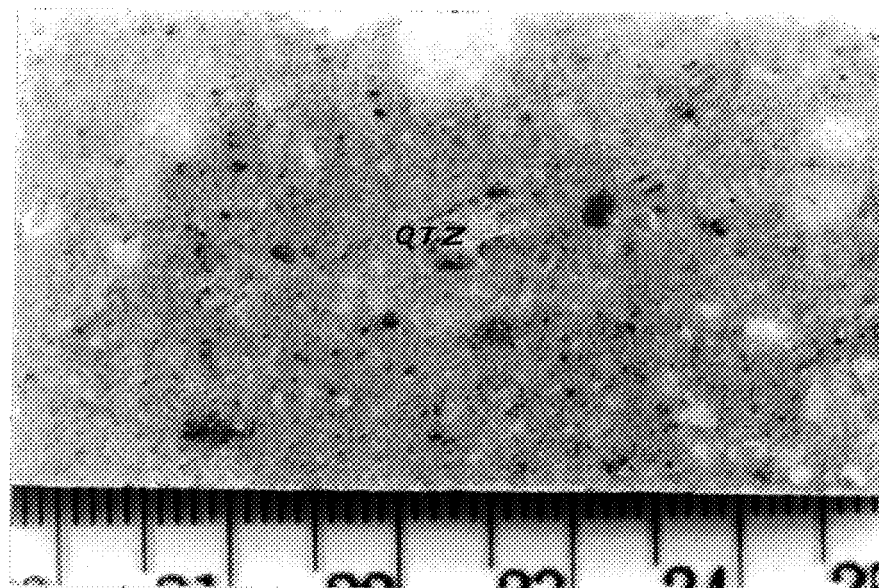
15 mm.  


- A) Aspect fragmentaire de la matrice grenue avec ses microfragments de quartz et feldspath (L.P.).

1 cm.  

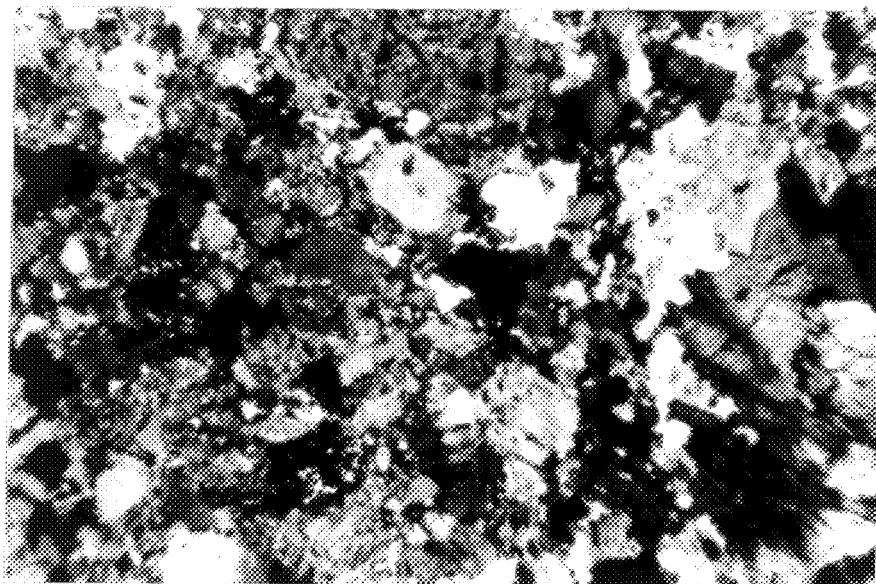

- B) Contact entre un fragment de tonalite et la matrice à quartz (Mq).

## PLANCHE 16



1 cm.

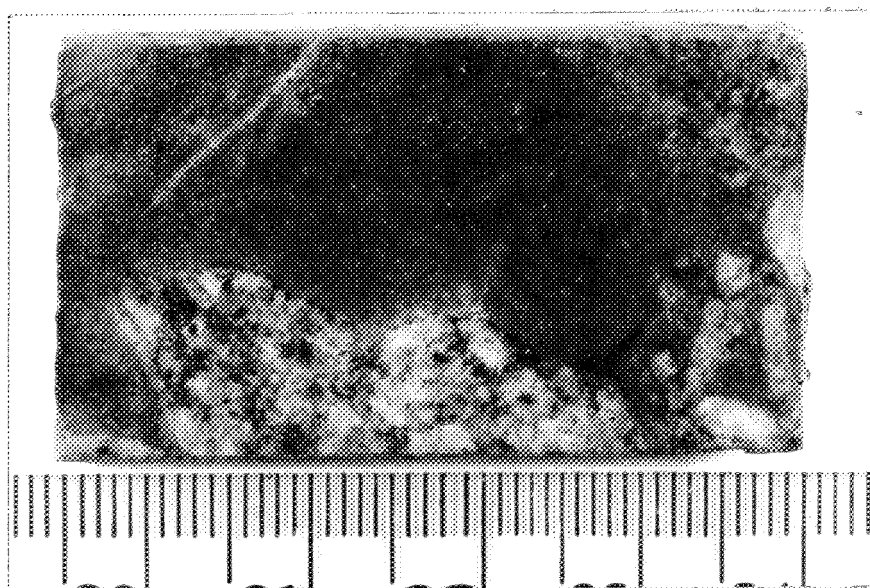
A) Matrice à épidote montrant de petits fragments de quartz (Qtz).



15 mm.

B) Microfragment de quartz et de feldspath dans la matrice à épidote (L.P.).

## PLANCHE 17



A) Matrice à chlorite avec fragments de tonalite.



B) Matrice à chlorite avec fragments de tonalite porphyrique (Pr) et tonalite rose (Rs).



## Altération

Toutes les roches de la région étudiée ont subi une importante altération propylitique et phyllique. L'altération phyllique caractérisée par la présence de séricite au coeur des plagioclases des différentes unités peut être reliée à deux phénomènes distincts. Une première altération reliée au métamorphisme régional qui affecte les roches du Pluton de Chibougama et une altération secondaire reliée à la bréchification. Ce dernier phénomène est marqué par une augmentation de pourcentage de séricite dans les fragments de la brèche et dans les roches encaissantes.

L'altération propylitique, beaucoup mieux développée, est caractérisée par la présence de la chlorite, d'épidote et de carbonate. Elle affecte de façon beaucoup moins intensive les bordures des plagioclases dans les roches encaissantes. Dans la brèche, l'épidote se présente en petits grains dans la matrice et affecte la bordure des plagioclases. Dans certains fragments, elle est superposée à l'altération phyllique. Dans ce cas, elle occupe le centre des fragments et ceux-ci sont caractérisés par une bordure microcristalline de quartz et feldspath (albite). La chlorite pour sa part, n'affecte que la matrice des brèches où elle se présente en bâtonnets interstitiels aux autres minéraux. Cette altération propylitique (chlorite) explique probablement le fait que nous ne retrouvons pas de biotite ni de hornblende dans les tonalites adjacentes à la brèche, ces deux minéraux ayant été transformés en chlorite. Le carbonate, pour sa part, apparaît en petits grains isolés dans les matrices en microveinules.

Une légère altération en tourmaline se retrouve dans la matrice à quartz. Ce phénomène est restreint à celle-ci et peu répandu.

L'altération maximale observée dans la zone de brèche laisse supposer que la bréchification et les structures développées ont favorisé celle-ci. L'action différentielle que l'altération a provoqué d'un endroit à l'autre nous a permis de différencier par leur assemblage minéralogique les différents types de matrice mais l'état actuel de nos travaux

ne nous permet pas d'expliquer la zonation observée. Nous pouvons toutefois conclure que la cristallisation de l'épidote, principal minéral d'altération observé dans la zone de brèche, a été favorisée par la présence d'un milieu poreux qui constituait la zone de la matrice grenue et la zone à géode.

### Minéralisation

Associée à ce système bréchique, nous retrouvons une importante minéralisation de pyrite et de chalcopryrite. La minéralisation est principalement reliée à la zone bréchique et s'étend légèrement aux unités tonalitiques adjacentes.

La pyrite apparaît en trace disséminée dans la tonalite, dans la brèche et dans des fractures qui s'étendent autour de la zone principale. La zone principale définie par Kavanaugh (1978), est composée de pyrite et de chalcopryrite. La pyrite et la chalcopryrite apparaissent en quantité égale. Ces deux phases sulfurées sont associées à une gangue silicatée et carbonatée. Les principaux minéraux en sont le quartz, la chlorite, le plagioclases, la calcite avec des traces de tourmaline et d'oxyde de fer.

La minéralisation se présente comme un stockwork dans la zone principale et comme un remplissage de fractures dans les roches adjacentes. Kavanaugh (1978), explique la forme planaire du dépôt par un remplissage le long d'un plan de faille ou d'une diacalse de tension.

### Pétrogénèse

Les données pétrographiques recueillies lors de cette étude nous permettent de reconstituer la succession d'évènements ayant conduit à la formation de ce système. Les différentes étapes de formation sont données dans un ordre chronologique.

- 10 Montée magmatique et solidification du magma tonalitique.

Les caractéristiques pétrographiques identifiées dans les frag-

ments des brèches nous indiquent que les phases tonalitiques du Pluton de Chibougamau étaient consolidées avant la bréchification. Les blocs d'anorthosite retrouvés dans la tonalite à chlorite démontrent que le magma a incorporé lors de sa montée les fragments de roches du Complexe du Lac Doré. Par la suite, ces fragments ont été bréchifiés de nouveau et incorporés dans la zone de brèche.

#### 20 Mise en place des dykes de méladiorite et de gabbro.

La présence de fragments de ces dykes dans le matériel de la brèche nous montre que la tonalite a été fracturée et injectée d'un matériel plus mafique avant la bréchification.

#### 30 Bréchification et altération.

La formation de la brèche s'est produite sous l'action de deux phénomènes distincts: un phénomène de broyage (matrice grenue et matrice à épidote) et une période de remplissage par cristallisation de quartz et de chlorite dans les interstices (matrice à quartz et matrice à chlorite).

Cette bréchification a été suivie ou accompagnée d'une époque d'altération intensive, l'altération propylitique étant superposée à l'altération phyllique. L'altération la plus intense étant remarquée dans la matrice grenue à géode, nous croyons que la bréchification a créé un milieu poreux facilitant la circulation de fluides hydrothermaux. La présence de géodes dans la matrice de la brèche nous indique que la bréchification a eu lieu à une faible profondeur d'enfouissement. Nous discuterons dans un chapitre ultérieur les mécanismes de bréchification qui peuvent être mis en cause.

#### 40 Epoque de minéralisation

La minéralisation qui se présente sous forme de stockwork dans la zone principale et sous la forme de remplissage de fractures autour de celle-ci occupe la zone bréchique et les roches encaissantes. L'étroite relation spatiale entre la minéralisation et la zone de brèche nous permet de croire qu'il existe une forte corrélation positive entre les deux phénomènes.

Il nous est impossible de déterminer si la minéralisation a pris place durant ou après la bréchification, mais les fractures causées par la bréchification ont sans doute servi de passage aux solutions minéralisantes. La forme tabulaire de la zone principale implique une zone majeure de fractures et le caractère discordant de celle-ci (recoupe la brèche et les roches encaissantes) nous indique que cet apport de minéralisation est postérieure à la bréchification. L'altération que nous retrouvons dans tout le système peut avoir accompagné la période de minéralisation.

## COMPARAISON ET ORIGINE DES DEUX SYSTEMES BRECHIQUES

### Introduction

Les deux conditions essentielles à la présence d'un dépôt minéralisé sont: une source (fluide minéralisateur) et l'espace de déposition (fissures, fractures, brèches). La première met en cause un mécanisme chimique, la seconde une force mécanique, mais la coïncidence spatiale et temporelle entre ces deux phénomènes nous laisse croire qu'ils sont étroitement liés (Kent 1961). Plusieurs théories et hypothèses ont été mises de l'avant au cours des dernières années pour expliquer la formation des brèches et des structures associées (espace de déposition) et la présence de la minéralisation et de l'altération qui y sont reliées (fluide minéralisateur).

Nous allons dans ce chapitre comparer les deux systèmes bréchiques pour en faire sortir leurs caractéristiques propres. Nous mettrons en parallèle leurs ressemblances et leurs différences et nous tenterons d'établir un modèle génétique pouvant expliquer la présence de ces deux brèches dans l'environnement géologique de Chibougamau. Nous terminerons par une revue des différents mécanismes de bréchification proposés dans la littérature.

Comparaison entre la brèche du canton de Queylus et la brèche de la péninsule Devlin.

Les deux systèmes bréchiques présentent plusieurs caractéristiques communes. Les deux brèches sont contenues dans des phases tonalitiques du Pluton de Chibougamau. De composition similaire, la texture de la roche diffère d'un endroit à l'autre. La brèche du canton de Queylus

est contenue dans une tonalite à texture homogranulaire tandis que celle de la péninsule Devlin se présente dans une tonalite porphyrique. Les deux brèches montrent des contacts nets avec les roches encaissantes.

Elles sont caractérisées par un noyau central composé d'une multitude de fragments sub-anguleux à arrondis. Ces fragments baignent dans une matrice de poussière de roche. Dans les deux cas, les fragments proviennent de la bréchification des roches encaissantes. Il nous est impossible d'estimer avec précision la grandeur du déplacement effectué par les fragments. L'arrangement désordonné de ceux-ci, l'importance de l'abrasion qu'ils ont subie et la présence dans la brèche du canton de Queylus de fragments mafiques et ultramafiques indiquent des déplacements considérables.

Les principales différences que nous observons entre les deux brèches sont: les altérations, les patrons de fractures qui entourent les deux brèches et l'importance et la nature de la minéralisation associée à ces phénomènes. La brèche du canton de Queylus est caractérisée par une intense altération en potasse, bore et fer, ainsi qu'une faible altération phyllique et propylitique. La brèche de la péninsule Devlin est caractérisée par une altération propylitique et phyllique accompagnée par des traces de tourmaline. L'absence de l'altération en potasse est remarquable.

La fracturation qui entoure les deux brèches montre des patrons différents. A la brèche du canton de Queylus, la zone est caractérisée par une cristallisation de tourmaline en filons et remplissant une multitude de microfractures dans les roches encaissantes. A la brèche de la péninsule Devlin la zone de fractures est beaucoup moins prononcée et elle est représentée dans les roches encaissantes par des petits dykes de tonalite rose. Nous observons autour de la brèche (matrice grenue, matrice à épidote) deux zones composées par la matrice à quartz et la matrice à chlorite. Ces deux matrices, composées de matériel cristallisé (quartz quartz + chlorite) représentent peut-être une zone de remplissage comme

à Queylus (fractures à tourmaline) mais l'arrangement des fragments dans cette zone montre un dérangement beaucoup plus intense.

Les minéraux métalliques dans les deux systèmes se présentent de façon différente. A la brèche du canton de Queylus, ils sont constitués par la magnétite, pyrite et un peu de chalcoppyrite. Ils occupent un réseau de fractures qui recoupent l'ensemble. A la péninsule Devlin, beaucoup plus important, ils sont composés de pyrite et de chalcoppyrite et occupent une zone planaire sub-horizontale.

Le mode de formation de ces brèches doit tenir compte des considérations suivantes:

- Leur localisation dans des phases intrusives du Pluton de Chibougamau.
- Leur forme respective et le contact net qu'elles ont avec les roches encaissantes.
- La présence d'une matrice principalement composée de poussière de roche.
- La présence d'une zone de remplissage et de fracturation qui se propagent dans les roches encaissantes.
- La source, la forme et la granulométrie des fragments qu'elles contiennent.
- La distribution, l'abondance et la disposition de la minéralisation associée à chaque système.
- L'altération hydrothermale qui a affecté les deux systèmes et les différences dans la nature de cette altération.
- Les différences dans la forme et la nature des zones de fractures qui entourent les brèches.

Le tableau 7 présente les différentes caractéristiques de la brèche du canton de Queylus et de la péninsule Devlin.





## Modèle pour la brèche du canton de Queylus

La brèche du canton de Queylus semble le résultat de la combinaison de deux types de brèches soit une brèche de rupture et une brèche de broyage tel que définies par Kent (1964).

Le Pluton de Chibougamau étant totalement ou partiellement consolidé, le magma sous-jacent soumis à des pulsations cycliques a pu s'infiltrer le long des fractures pour former les dykes de FP et QFP que nous retrouvons dans les roches encaissantes. A une époque donnée, des fluides (liquide-vapeur) séparés du magma se sont accumulés dans la partie supérieure de l'intrusion. Cette accumulation a pu provoquer la fracturation des roches, produisant ainsi une brèche de rupture. Ce type de brèche est caractérisé dans le canton de Queylus par la zone de fractures observée autour de la brèche principale. L'infiltration des fluides dans les fractures peut être responsable d'une partie de l'altération potassique et phyllique observée dans les roches encaissantes et les fragments.

Des mouvements subséquents vers le haut ou le bas du magma sous-jacent ont produit des contraintes qui se sont focalisées dans une partie de la brèche de rupture. Ces pulsations oscillatoires ont pu conduire à l'abrasion des fragments et la formation de la matrice broyée.

Un effet similaire peut être produit si l'arche naturelle formée au-dessus de la zone de brèche est rupturée et s'effondre (Kent 1964). Cet effondrement élimine les fractures et favorise le broyage des fragments. Le Pluton de Chibougamau étant intrusif dans les volcanites du Groupe de Roy et dans le Complexe du Lac Doré, ceux-ci formaient peut-être la partie supérieure de l'arche. Un effondrement de l'arche pourrait expliquer la présence des fragments mafiques et ultramafiques retrouvés dans le matériel de la brèche.

Une époque d'altération riche en tourmaline a suivi la bréchification. Ces fluides se sont infiltrés dans la matrice de la brèche et dans la zone de fractures produisant une tourmalinisation intensive de l'ensemble.

Les fractures minéralisées qui recoupent tout l'ensemble bréchique, nous amènent à croire que des pulsations magmatiques tardives ont produit une fracturation du système facilitant le passage des fluides responsables de la minéralisation et de l'altération qui y sont rattachées (potassique, propylitique, hématite).

La brèche caractérisée par la matrice à séricite semble recouper la première bréchification mais le peu d'information que nous avons ne nous permet pas de la situer précisément dans la suite d'évènements décrits précédemment. Sillitoe et Sawkins, (1971), mentionnent qu'il n'est pas rare que des dykes ignés montrant des rosettes de tourmaline recoupent des zones de brèches et que certaines brèches (Los Bronces) sont recoupées par d'étroits dykes bréchiques. Ces auteurs croient que ces intrusions mineures se mettent en place dans la zone de faiblesses créée par la bréchification. La brèche à matrice à séricite représente peut-être un phénomène analogue et son intrusion est peut-être responsable de la fracturation tardive qui a permis la phase de minéralisation et d'altération finale.

#### Modèle pour la brèche de la péninsule Devlin

La formation de la brèche de la péninsule Devlin fait appel aux mêmes mécanismes de bréchification pour la formation de la matrice à épidote et la matrice grenue. Il faut toutefois signaler que la subsidence des roches du dessus (effondrement de l'arche) ne s'est probablement pas produite, cette hypothèse étant supportée par la présence de géodes dans la matrice grenue. Ces géodes peuvent demeurer ouvertes jusqu'à des profondeurs de 4 kilomètres (Kent 1964).

La zone formée par la matrice à chlorite et la matrice à quartz représente une zone de remplissage de fractures et de corrosion par des fluides riches en quartz (matrice à quartz) et riches en quartz et chlorite (matrice à chlorite). L'information linéaire que nous donne les sondages ne nous permet pas d'observer le passage entre la zone de broyage et la zone de remplissage et il nous est impossible d'expliquer les relations entre les deux zones.

La différence entre les deux systèmes reflète une différence de composition des fluides hydrothermaux qui ont conduit à la bréchification. Les brèches et les fractures ont servi de milieu propice à leur infiltration et à leur action. Cette différence reflète peut-être des époques différentes de formation par rapport à la cristallisation du magma tonalitique ou encore le résultat de la différenciation de deux chambres magmatiques sans lien entre elles.

Une caractéristique importante que nous avons remarquée lors de cette étude est la présence dans la brèche de la péninsule Devlin d'une zone minéralisée à forte concentration et dans la brèche du canton de Queylus une minéralisation beaucoup plus diffuse. Johnson et Lowell (1961), suggèrent que le facteur critique responsable de la minéralisation est une période de déformations structurales qui suit la formation de la brèche. Cette période de déformation entrave la brèche par du quartz de remplacement de du matériel cimentant. Les sulfures sont déposés dans les fractures et veines de quartz.

Cette relation entre une période de déformation structurale et la minéralisation peut expliquer l'importance et la forme de la minéralisation observée à la brèche de la péninsule Devlin. La matrice à quartz suggère qu'une partie de la brèche a été fortement silicifiée et la forme du gisement (tabulaire) suggère un remplissage le long d'une fracture majeure. Cette structure s'étant développée dans la zone de brèche qui offre une zone de faiblesse idéale pour la formation d'un tel phénomène. Le tableau 8 présente et compare les différentes étapes de formation de la brèche du canton de Queylus et de la brèche de la péninsule Develin.

Ce modèle de développement des deux systèmes bréchiques par un mécanisme de pulsation magmatique peut entrer dans un schéma plus global de la formation du Pluton de Chibougamau. Le Pluton de Chibougamau, qui recoupe les volcanites du Groupe de Roy et le Complexe du Lac Doré se compose de plusieurs phases ignées introduites les unes dans les autres. Les pulsations magmatiques responsables de la mise en place des différentes

phases peuvent si les conditions structurales étaient propices avoir provoquer les brèches étudiées.

Tableau 8  
MODELE DE FORMATION

BRECHE DE QUEYLUS	BRECHE DE DEVLIN
<p>1) <u>Solidification</u> totale ou partielle du Pluton de Chibougamau.</p> <p>2) <u>Pulsation magmatique</u>: QFP - FP</p> <p>3) <u>Accumulation d'un fluide hydrothermal</u> (liquide-vapeur)  source: magma sous-jacent?  Première altération: (hématite et apport de K)</p> <p>4) <u>Pulsation magmatique</u> vers le bas: brèche de rupture (zone de fracture autour du noyau central)</p> <p>5) <u>Pulsations magmatiques cycliques</u>, focalisées dans une partie de la brèche de rupture.  Formation du noyau central broyé  Autre possibilité: effondrement d'une arche au-dessus de la portion de roche altérée ce qui expliquerait les fragments volcaniques.</p> <p>6) <u>Altération</u> en tourmaline dans la matrice et les fractures environnantes.</p> <p>7) <u>Fracturation et minéralisation</u> (stockwork)</p>	<p>1) <u>Solidification</u> totale ou partielle du Pluton de Chibougamau.</p> <p>2) <u>Pulsation magmatique</u>: dyke aplitique.</p> <p>3) <u>Accumulation d'un fluide hydrothermal</u> (liquide-vapeur)  source: magma sous-jacent?  Première altération: propylitique et phyllique</p> <p>4) <u>Pulsation magmatique</u> vers le bas: brèche de rupture (zone de fracture autour du noyau central)</p> <p>5) <u>Pulsations magmatiques cycliques</u>, focalisées dans une partie de la brèche de rupture.  (matrice grenue et matrice à épidote)  La présence de géodes implique un milieu moins confiné, excluant l'hypothèse de l'effondrement des roches de la partie supérieure.</p> <p>6) <u>Altération hydrothermale</u> riche en quartz et/ou chlorite.  Formation de la matrice à quartz et la matrice à chlorite.  Matrices broyées quelque peu affectées.</p> <p>7) <u>Fracturation et minéralisation</u> (faille?, diacalse?)</p>

## Théories existantes

Les deux modèles que nous venons de présenter pour expliquer l'origine et le mode de formation de la brèche de la péninsule Devlin et de la brèche du canton de Queylus tirent leurs fondements des travaux de Kent (1964). Il décrit une série de brèches reliées à des développements hydrothermaux dans les Andes. Il propose comme mécanisme pour expliquer la formation de plusieurs types de brèches observés dans le monde, la bréchification par l'action de pulsations magmatiques.

Il a été reconnu depuis longtemps que la plupart des activités volcaniques apparaissent à intervalles réguliers. Ces activités cycliques sont dues à leur connection avec une chambre magmatique en-dessous indiquant que des pulsations magmatiques peuvent se produire dans les réservoirs souterrains. De telles pulsations peuvent être la cause de la montée et de l'abaissement d'une quantité de magmas dans les batholithes interconnectés. Cette oscillation ou pulsation, si elle est assez forte peut soulever les roches encaissantes ou produire une subsidence.

Il est possible que des solutions hydrothermales se séparent lors de la cristallisation d'un magma et s'accumulent au sommet de l'intrusion. Ces solutions, lors de la prochaine poussée magmatique, peuvent pénétrer dans les roches encaissantes (ou bordure de refroidissement du pluton) par percolation le long de fractures de contraction thermique. Ces solutions s'infiltrant entre les fragments qui sous l'effet de la pression peuvent bouger et commencent à se briser avec comme résultat la formation de différents types de brèches.

Toujours selon Kent, (1964), un autre facteur que nous devons considérer et qui peut être essentiel pour produire la bréchification, c'est l'existence d'une zone étanche au-dessus du développement hydrothermal qui confine les solutions. Dans plusieurs cas, cette zone peut être suffisamment compétente pour former une arche naturelle au-dessus d'une portion de roches qui peut s'affaisser lorsque la pulsation magmatique est vers le bas. Perry (1961), décrit un phénomène similaire à Cananea au Mexique. Une

telle arche supporte le poids des roches encaissantes, ce qui permet aux roches affectées par l'altération hydrothermale de s'affaisser sous leur propre poids.

Les principaux types de brèches qui peuvent se former par ce mécanisme de pulsations magmatiques sont: la brèche de rupture (crackle breccia) la brèche de subsidence, la brèche de pétrissage (kneaded breccia) et la brèche de broyage (milled breccia) (Kent 1964).

La brèche de rupture est caractérisée par une multitude de fractures qui s'entrecoupent pour diviser la roche originale en fragments anguleux. Les fragments demeurent à leur lieu d'origine. Cette brèche peut être causée par une montée magmatique dans la roche.

Dans la brèche de subsidence, les fragments sont détachés et on peut reconnaître leur lieu d'origine. Dans ce type de brèches, il y a peu de broyage et les fragments conservent leur angularité. La caractéristique la plus significative est la présence de géodes entre les fragments. La subsidence est due à l'affaissement des roches affectées par l'altération hydrothermale.

La brèche de pétrissage présente un arrangement désordonné de fragments sub-anguleux dont la granulométrie varie de quelques centimètres à quelques mètres. Les fragments sont mélangés avec de fins débris anguleux. La présence de fins débris et l'absence de géodes la distinguent de la brèche de subsidence. Les brèches de pétrissage définissent des structures en cheminée plus grandes que 100 mètres. Les fragments sont de même composition que les roches encaissantes et de provenance locale. Ce type de brèche peut être considéré comme un stage avancé de la brèche de rupture ou de la brèche de subsidence causé par une pulsation magmatique vers le bas. De telles pulsations peuvent se concentrer sur une partie de la brèche de rupture, créant une zone mobile (brèche de pétrissage) et une partie stable (brèche de rupture). La frontière entre les deux est marquée par un contact net. Ce type de brèche se présente à plusieurs endroits au Chili, et Johnson et Lowell (1961), présentent un diagramme qui illustre

plusieurs types de brèches (Kent 1974).

La brèche de broyage (milled breccia) est composée de fragments arrondis baignant dans une matrice de poussière de roche. Ce type de brèche peut être produit lorsque la brèche de pétrissage est soumise à des pulsations magmatiques oscillatoires créant l'abrasion et le broyage des fragments.

Kent (1964), suppose que le point de départ de la bréchification est une accumulation de fluide hydrothermal au sommet de l'intrusif. Plusieurs auteurs évoquent ce phénomène comme point de départ de la bréchification. Norton et Cathles (1973) proposent que la cavité antérieure à la bréchification pourrait être formée par de l'eau magmatique qui se sépare du magma et s'élève à des profondeurs où la pression est moindre. L'eau (vapeur) est emprisonnée par une couronne de refroidissement au sommet de l'intrusion. Une fracturation de cette couronne permet une diminution de la pression  $H_2O$  dans la bulle hydreuse, permet un effondrement des parois et forme une brèche de subsidence. Cette théorie a l'avantage d'expliquer l'espace occupée par la brèche et donne un mécanisme de fracturation mais ne permet pas la formation d'une matrice de poussière de roches.

Phillips (1973) explique la bréchification par un processus d'ébullition rétrograde. Une expansion subite des gaz cause la bréchification (brèche de rupture) qui peut par la suite se transformer en une brèche de subsidence. Cette théorie ne peut par elle-même expliquer l'abrasion et le broyage observé dans la brèche du canton de Queylus et la brèche de la péninsule Devlin. Toutefois, cette théorie (Phillips, 1973), et celle de Norton et Cathles, (1973), peuvent représenter un mécanisme de départ pour causer une brèche de rupture. Superposées à ces mécanismes, des pulsations magmatiques oscillatoires telles que proposées par Kent (1964) peuvent à notre avis conduire aux structures observées dans la brèche du canton de Queylus et la brèche de la péninsule Devlin.

Les autres mécanismes proposés dans la littérature ne peuvent expliquer qu'en partie les phénomènes observés dans les deux systèmes étudiés. Les principaux mécanismes dont la littérature fait mention sont: l'action explosive, la tectonique, l'intrusion ignée, l'intrusion fluide ou



fluidization, la corrosion et le remplacement par des solutions ascendantes et la subsidence (mineralization stoping).

Les brèches qui sont formées par un phénomène explosif sont généralement associées au volcanisme et l'explosion est responsable de l'ouverture (diatrème). Ces phénomènes ont été décrits par (Emmons 1938 et Walker 1928). Richard et Courtright (1958), ont suggéré ce mécanisme pour l'origine des brèches de Toquepala, Pérou. L'explosion résulte d'un relâchement soudain et violent d'un fluide, probablement un gaz, accumulé sous de fortes pressions. La force de l'explosion est si violente que l'ouverture est nécessairement verticale et cylindrique. Les fragments que nous retrouvons dans ces brèches sont d'origine ignée et/ou proviennent des roches encaissantes.

Les brèches qui font l'objet de cette étude, bien que situées dans une région caractérisée par des roches volcaniques ne semblent pas reliées au volcanisme. Leur présence dans le Pluton de Chibougamau et le faible pourcentage de fragments d'origine volcanique confirment cette hypothèse. De plus, les brèches de diatrème présentent des structures que nous ne reconnaissons pas dans les régions étudiées.

L'activité tectonique peut produire des brèches dans des zones de failles et de plissements intenses (Waters et Campbell, 1935, Kuhn, 1941). Dans ces environnements les fragments sont arrondis et le déplacement qu'il ont subi est le même que celui observé pour les failles.

Les roches de la brèche du canton de Queylus ne montrent pas d'évidence d'activité tectonique ayant pu favoriser la formation d'une telle brèche. L'aspect tabulaire de la minéralisation relié à la brèche de la péninsule Devlin laisse supposer à première vue que cet environnement a été produit par une zone de fractures. A notre avis, la forme circulaire de la brèche, le dérangement intensif des fragments et l'absence dans les roches encaissantes de vestige d'un cisaillement suffisamment intense pour produire cette brèche ne nous permet pas d'envisager une origine tectonique pour la bréchification. La tectonique a peut-être jouer un rôle mineur (minéralisation planaire) mais postérieur à la bréchification.

L'intrusion ignée (Waters et Krauskopf 1941, Lovering 1942), peut être responsable de la formation de certains types de brèches. Ces types de brèches formées par la poussée et la montée d'un magma visqueux sont généralement restreints au contact de la phase intrusive. La matrice de ces brèches est ignée et les fragments sont généralement broyés et cisailés. L'absence de matrice ignée et de contact entre deux phases intrusives ne nous permet pas d'utiliser ce mécanisme pour démontrer l'origine des brèches sous étude.

L'intrusion fluide ou fluidisation (Reynolds, 1954), (Farmin, 1934), est un concept qui propose la suspension et le transport de particules solides par un fluide dont la densité est plus élevée que la densité des particules qu'il transporte. Le fluide ou le gaz, d'origine magmatique, s'élève sous l'action d'un gradient naturel de pression le long d'une zone de fractures pré-existantes. A une profondeur donnée, le fluide commence à suspendre et à transporter du matériel créé par un événement tectonique antécédent. Lorsque le fluide transporte de plus en plus de matériel interstitiel, il peut suspendre de larges blocs qui tournent sur eux-mêmes, se mélangent et sont portés vers le haut. Durant cette phase, les blocs sont soumis à l'abrasion et se transforment en fragments arrondis dans une matrice finement pulvérisée. Les éléments de brèches sont déposés lorsque la pression baisse ou que les fractures empruntées sont obstruées.

Bryant (1968), explique les brèches intrusives qu'il retrouve dans le district de Bisbee en Arizona par ce modèle de fluidization. Le terme de brèche intrusive tel que défini par (Bryant, 1968), s'applique à une brèche composée d'un mélange hétérogène de fragments anguleux à arrondis qui baignent dans une matrice clastique et qui s'est mise en place le long de fractures pré-existantes. Cette définition peut s'appliquer aux brèches retrouvées dans le canton de Queylus et à la péninsule Devlin mais le processus de fluidization ne répond pas à toutes les caractéristiques.

La forme des fragments et la nature broyée des matrices observées peuvent être expliquées par ce mécanisme mais l'absence de matrice broyée dans les fractures environnant les brèches est incompatible à la théorie. Bryant (1968), décrit des zones de brèches où les fragments ont subi des déplacements horizontaux le long de fractures. Ce phénomène n'est pas ob-

servé dans les brèches étudiées.

L'action de corrosion et de remplacement par un fluide hydrothermal ascendant a été proposée pour la formation de certains types de brèches (Butler, 1913), (Kuhn, 1941). Ces brèches se développent par la modification d'une roche déjà brisée par des solutions montant le long de fractures. Cette brèche est composée de fragments anguleux à arrondis entourés d'un matériel de remplissage plutôt qu'une poussière de roches finement broyées. Les fragments montrent peu ou pas de déplacement et selon la théorie ils sont corrodés ou remplacés in situ par des solutions hydrothermales. L'absence de corrosion significative et la présence de la matrice broyée ne nous permettent pas d'invoquer ce mécanisme pour la brèche du canton de Queylus ni celle de la péninsule Devlin.

Sillitoe et Sawkins (1971), ont décrit une série de cheminées bréchiques, tourmalinisées et minéralisées en cuivre. Ces brèches sont caractérisées par une forme circulaire à elliptique, verticale à sub-verticale dont la dimension varie de 3 à 1200 mètres. Les fragments sont sub-arrondis à anguleux et dans certaines parties de la brèche, ils sont tabulaires. Ils proviennent essentiellement des roches encaissantes. La cheminée est entourée par une zone de fracturation en feuillet parallèle aux parois de la brèche. La matrice est caractérisée par le remplissage des fractures par du quartz et de la tourmaline et par l'absence de poussière de roche. La partie supérieure de la brèche passe à un ensemble de roches altérées entourées par les fractures en feuillet. Ils interprètent ces brèches comme le résultat d'effondrement dans les ouvertures créées par l'action corrosive de solutions hydrothermales.

La présence de la matrice broyée et l'absence des fractures en feuillet autour des brèches du canton de Queylus et de la péninsule Devlin ne nous permettent pas d'envisager ce modèle de formation pour nos systèmes bréchiques.

Nous pouvons conclure en soulignant que certains de ces modèles de formation peuvent expliquer en partie les phénomènes observés dans la brèche du canton de Queylus et de la péninsule Devlin mais que

seul le modèle de pulsations magmatiques développé par Kent (1964), satisfait en totalité les caractéristiques observées.

COMPARAISON DES DEPOTS DE PORPHYRES CUPRIFERES DU  
CANTON DE QUEYLUS ET DE LA PENINSULE DEVLIN AVEC  
DES GISEMENTS DE PORPHYRES PLUS RECENTS

Les porphyres cuprifères sont rares dans les roches archéennes, mais depuis quelques années la recherche de gisements de cuivre a amené les équipes d'exploration minière à travailler dans les batholithes archéens. Certaines zones minéralisées trouvées dans ces roches montrent de nombreuses similitudes avec les porphyres cuprifères plus récents. Nous pouvons citer en exemple: Don Rouyn (Goldie, 1976), Tribag (Blecha, 1976), Setting Net Lake (Ayres et Findlay, 1976).

Les dépôts mésozoïques et cénozoïques montrent de nombreuses caractéristiques communes. Ces dépôts consistent en une minéralisation primaire disséminée dans les roches et dans un réseau de fractures, micro-veinules et brèches. Ils sont généralement associés à des plutons felsiques montrant à divers degrés des textures porphyriques. Les intrusions typiques ont développé autour d'elles une altération régulière et concentrique dans leur assemblage minéralogique et leur contenu en sulfure (Lowell et Guilbert, 1970; Rose, 1970). Selon Sutherland-Brown, (1976), la grandeur du dépôt et une faible teneur ne devraient pas être une caractéristique nécessaire pour classifier un gisement dans cette famille.

Les caractéristiques retrouvées dans les zones minéralisées de Queylus et de Devlin montrent plusieurs similitudes avec les dépôts porphyriques cuprifères plus récents. Les deux dépôts sont contenus dans une intrusion composite montrant des phases holocristallines et porphyriques. La composition acide et tonalitique du Pluton de Chibougamau, les phases porphyriques présentes à Devlin et les dykes à phénocristaux de quartz et feldspath observés à Queylus présentent une séquence intrusive similaire à celles observées dans les roches encaissantes des dépôts mésozoïques et cénozoïques.

L'altération hydrothermale qui a affecté les deux systèmes est aussi intense et régulière que celle observée dans les systèmes récents et elle est similaire en composition. Elle ne forme pas de patron circulaire tel que décrit par (Lowell et Guilbert 1970). Kirkham, (1972), suggère que le métamorphisme qui a affecté les roches archéennes peut être responsable de la perte de cette zonation caractéristique.

La minéralisation observée dans les deux systèmes est principalement composée de pyrite et de chalcopryrite. Cet assemblage est typique de la plupart des dépôts récents. La présence de magnétite est plus rare mais elle est observée dans certains dépôts dont Ajo et Safford en Arizona et Endako en Colombie Britannique (Lowell et Guilbert, 1970). Comme dans les dépôts plus récents, la minéralisation est disséminée dans la roche et dans des zones de fractures et de microfissures.

La plupart des dépôts de porphyres cuprifères récents montrent une étroite relation avec la présence de corps bréchiques dans leur environnement immédiat. Lowell et Guilbert, (1970), dans une compilation des caractéristiques de 27 grands dépôts de porphyres cuprifères signalent la présence de 20 brèches dont 18 sont minéralisées. Dans 26 de ces dépôts, une zone de rupture telle que décrite à Queylus et à Devlin est bien développée. Le développement de ces brèches et l'étroite relation entre celles-ci et la minéralisation sont typiques de plusieurs grands gisements mésozoïques et cénozoïques. La présence de ces brèches dans le Pluton de Chibougamau et la minéralisation et l'altération qui y sont reliées nous permettent de comparer avantageusement ces deux dépôts aux grands dépôts de porphyres cuprifères plus récents.

Les nombreuses différences entre les systèmes tels que: patron d'altération et zonation de la minéralisation, teneur et tonnage peuvent résulter de conditions géologiques différentes qui prennent place à l'archéen.

## CONCLUSION

Les travaux de terrain et les études pétrographiques et géochimiques effectués sur la brèche du canton de Queylus et la brèche de la péninsule Devlin nous ont permis d'en définir leurs caractéristiques propres et d'établir un modèle de formation pour chacune d'elles.

La brèche du canton de Queylus est contenue dans une phase tonalitique du Pluton de Chibougamau. Elle est caractérisée par une zone fragmentale de forme irrégulière, entourée par une zone de fractures qui recourent les roches encaissantes. Les fragments proviennent essentiellement des roches encaissantes. Quelques uns montrent des textures prophyriques à phénocristaux de quartz et plagioclases (dyke), et quelques fragments mafiques et ultramafiques semblent provenir des roches volcaniques que le Pluton de Chibougamau recoupe.

La matrice, interstitielle aux fragments plus grossiers, est composée d'une multitude de fragments de quartz et de feldspath et d'une pâte microcristalline de quartz, feldspath et tourmaline. La nature et les textures observées dans cette matrice nous indique qu'elle s'est formée par abrasion et broyage de fragments plus grossiers.

La tourmaline, le minéral d'altération caractéristique de cette brèche, a cristallisé dans la partie fine de la matrice et le long des fractures ou de microfractures.

Le fluide hydrothermal responsable de la bréchification a produit une première phase d'altération phyllique et potassique qui imprègne les roches encaissantes et les fragments de la brèche. L'altération propylitique et hématitique, et une seconde phase d'altération potassique semblent reliées aux fluides responsables de la phase minéralisatrice. Ces altérations et cette minéralisation sont restreintes à un réseau de fractures qui recoupe toutes les composantes du système bréchique.

La brèche de la péninsule Devlin, contenue dans une phase porphyrique du Pluton de Chibougamau est caractérisée par une pseudozonation circulaire. Cette pseudozonation est créée par l'arrangement de 4 types de matrices qui se distinguent les unes des autres par leurs caractéristiques minéralogiques.

La matrice grenue et la matrice à épidote sont constituées de poussières de roches comme pour la brèche du canton de Queylus, résultant de l'abrasion des fragments tonalitiques plus grossiers. Les matrices à quartz et à chlorite pour leur part sont constituées d'un matériel de remplissage cristallisé (quartz et chlorite).

L'altération propylitique caractéristique de ce système affecte toutes les roches. Elle est accompagnée d'une altération phyllique. Ces altérations semblent reliées à la bréchification, la brèche ayant favorisé la circulation de fluides hydrothermaux.

La minéralisation reliée à ce système, résulte d'un remplissage de fractures et la forme tabulaire de la zone principale peut être reliée à une zone majeure de fracturation. Aucune indication ne supportant d'évidence de mouvement, nous devons rejeter l'hypothèse d'une faille majeure. Le gisement a pu se former le long d'une diaclase de tension.

Une revue de la littérature sur les différentes théories expliquant la formation des systèmes bréchiques nous amène à proposer une origine par pulsation magmatique pour ces deux brèches. Ces pulsations seraient de même nature que celles qui sont responsables de la mise en place des différentes phases du Pluton de Chibougamau et des dykes qui y sont reliés.

Les divers aspects qui caractérisent les zones minéralisées du canton de Queylus et de la péninsule Devlin nous ont permis de faire ressortir plusieurs points de similitudes entre des gisements de porphyres cuprifères du mésozoïque et du cénozoïque et certains types de minéralisations qu'on retrouve à l'archéen.



## REFERENCES

- Allard, G.O., 1969. The geology of a portion of Mckenzie Township Chibougamau District, Quebec; Ph.D. dissertation, Johns Hopkins University, Baltimore, 168p.
- Allard, G.O., 1969. Géologie du quart nord-est et une partie du quart sud-est du canton de Lemoine, Abitibi est; Ministère des Richesses naturelles du Québec, Rapport préliminaire, R.P. 566.
- Allard, G.O., 1975. Géologie du quart nord-est du canton de Scott; Ministère des Richesses naturelles du Québec, rapport préliminaire, R.P. 609.
- Allard, G.P., 1976. Dore Lake Complex and its importance to Chibougamau Geology and Metallogeny; Ministère des Richesses naturelles du Québec, D.P. 368.
- Anhaeusser, C.R., et al., 1969. A reappraisal of some aspects of Precambrian Shield geology; Geol. Soc. Amer. Bull., V.80, p 2175-2200.
- Ayres, L.D., et Findlay, D.J., 1976. Precambrian porphyry copper and molybdenum deposits in Ontario and Saskatchewan; Geol. Surv. Can., Paper 76-1B.
- Baragar, W.R.A., 1972. Some physical and chemical aspects of Precambrian volcanics belts of Canadian shield; Dept. of Energy. Mines and Ressources, Publ. of the Earth Physics Branch, V.42, No. 3, p 129-140.
- Blecha, M., 1974. Batchewana area - A possible Precambrian porphyry copper district; Bull. C.I.M., V. 77, p 393-398.

- Bonneau, J., 1976. Campagne de forage (1975) et compréhension géologique. Projet Sept Lieux; Rapport interne de la SOQUEM.
- Bryant, D.C., 1968. Intrusive Breccias Associated with Ore Warren (Bisbee) Mining District, Arizona; Econ. Geol., V. 63, p 1-12.
- Butler, B.S., 1913. Geology and ore deposits of San Francisco and adjacent district, Utah; U.S. Geol. Survey Prop. Paper 80, p 126-129.
- Cimon, J., 1973. Possibility of an Archean Prophyry Copper in Quebec; Can. Mining Jour., V. 94, No 4, p 97. (abstract).
- Cimon, J., 1976. Quart sud-est du canton de Queylus; Ministère des Richesses naturelles du Québec; Rapport préliminaire, DPV 448.
- Cimon, J., 1976. Canton de Queylus (NO) et Hally (NE); Ministère des Richesses naturelles du Québec, Rapport préliminaire, R.P. 613.
- Cimon, J., 1976. Géologie du canton de Queylus (NE); Ministère des Richesses naturelles du Québec, Rapport préliminaire, DPV 439.
- Cimon, J., et Gobeil, A., 1976. The Stella Formation: Its importance for the Genesis and relative age of the mineralisation in the Chibougamau Camp. Que., Paper presented at the 78 Annual General Meet. of the Can. Inst. Min. Met., April 1976, Quebec, 16p.
- Duquette, G., 1968. Géologie du quart nord-ouest du Canton de Mckenzie comté Abitibi est ; Ministère des Richesses naturelles du Québec, Rapport préliminaire, RP 573.
- Duquette, G., 1970. Stratigraphie de l'archéen et relations métallogéniques dans la région de Chibougamau; Ministère des Richesses naturelles du Québec, Etude spéciale 8.
- Duquette, G., et Mathieu, A., 1970. Rapport préliminaire sur la moitié Sud du canton d'Obalski; Ministère des Richesses naturelles du Québec, R.P. 585.
- Emons, W.H., 1938. Diatremes and certain ore-bearing pipes; Am. Inst. Mining Metall. Engineers Tech. Rub., No 891, p 170-180.

- Farmin, R., 1934. Pebbles dykes at Tintic, Utah; *Econ. Geol.* V. 29, p 356-370.
- Glickson, A.Y., 1970. Geosynclinal evolution and geochemical affinities of Early Precambrian Systems, *Tectonophysics*, V 9, p 397-433.
- Gobeil, A., 1977. Quart NE du canton de Levy; Ministère des Richesses naturelles du Québec; Rapport préliminaire, DPV 503.
- Goldie, R.J., 1971. The flavrian and Powell Plutons, Noranda area, Que. Unpubl. Ph. D. Thesis Queen's University.
- Goodwin, A.M., et Ridler, R.H., 1970. The Abitibi orogenic belt: in symposium on basin and geosynclinales of Canadian Shield, ed. A.J. Bare, *Geol. Survey of Canada Paper* 70-40, p 1-30.
- Goodwin, A.M. et Shklanka, R., 1967. Archean volcano-tectonic Basins: form and pattern; *Can. Jour. Earth Sc.*, V. 4, p 777-795.
- Gunn, B.M., 1967. Matrix Corrections for X-Ray Fluorescence Spectrometry by digital Computer; *Can. Spectroscopy*, V. 12, no. 2, p 1-7.
- Imbault, P.E., 1959. Région de Queylus; Ministère des Richesses naturelles du Québec, Rapport géologique, R.P. 83.
- Johson, W.P., et Lowell, J.D., 1961. Geology and origin of mineralized Breccia Pipe in Copper Basin, Arizona; *Econ. Geol.*, V. 56, p 916-940.
- Kavanaugh, P.E., 1978. The groupe 3 porphyry copper-type occurrence within the Archean Chibougamau Pluton; The University of Western Ontario, London, Ontario, Unpubl. B.Sc. Thesis.
- Kent, P., 1964. Special Breccia associated with hydrothermal development in the Andes; *Econ. Geol.*, V. 59, p 1551-1563.
- Kirkham, R.V., 1972. Geology of copper and molybdenum deposits; Report of activities, *Geol. Survey of Canada*, paper 72-1A, p 82-87.
- Kuhm, T.H., 1941. Pipe deposits of Copper Creek Area, Arizona; *Econ. Geol.*, V. 36, p 512-538.
- Low, A.P., 1906. Rapport géologique sur la région minière de Chibougamau

- dans la partie septentrionale de la province de Québec; Com. Geol. Can., Pub. no 955.
- Locke, A., 1926. The formation of certain ore bodies by mineralisation stopping; Econ. Geol., V. 21, p 431-453.
- Lovering, T.S., 1956. Occurrence of uranium in the La Kai District, Hope Buttes, Arizona; Am. Jour. Sc., V. 254, No 7, p 404-412.
- Lowell, J.D., et Guilbert, J.M., 1970. Lateral and vertical alteration-mineralisation zoning in porphyry ore deposits; Econ. Geol., V. 65, p 373-408.
- Maillet, J., 1978. Géochimie et pétrographie de dykes dans le district minier de Chibougamau; Mémoire de maîtrise (non publié); Université du Québec à Chicoutimi, Québec.
- Mawdsley, J.B., et Norman, G.W.H., 1935. Etendue de la carte du Lac Chibougamau; Com. Geol. Can., Mem. 185.
- Norman, G.W.H., 1937. Preliminary report east half Opemiska map-area. Abitibi Territory, Quebec; Geol. Survey Can. paper 38-11, 15p.
- Norton, D.L., et Cathles, M.L., 1973. Breccia Pipe - Products of Exsolved Vapor from Magmas; Econ. Geol., V. 68, p 540-546.
- Perry, V.D., 1961. The significance of mineralized Breccia Pipe; Mining Engr., V. 13, No 4, p 367-376.
- Phillips, W.J., 1973. Mechanical effects of retrograde boiling and its possible importance in the formation of some porphyry ore deposits; Inst. Min. Metall., Sect. B, Trans. V. 82, p B90-B98.
- Reynolds, D.L., 1954. Fluidization as a geological process, and its bearing on the problem of intrusive granites; Am. Jour. Sc., V. 252, p 577-613.
- Richard, K., et Courtright., 1958. Geology of Toquepala, Peru; Mining Engineering, V. 10, p 262-266.
- Richardson, J., 1872. Rapport sur la région située au nord du Lac St-Jean; Com. Geol. Can. Rap. de Prog. 1870-1872, p. 292-317.

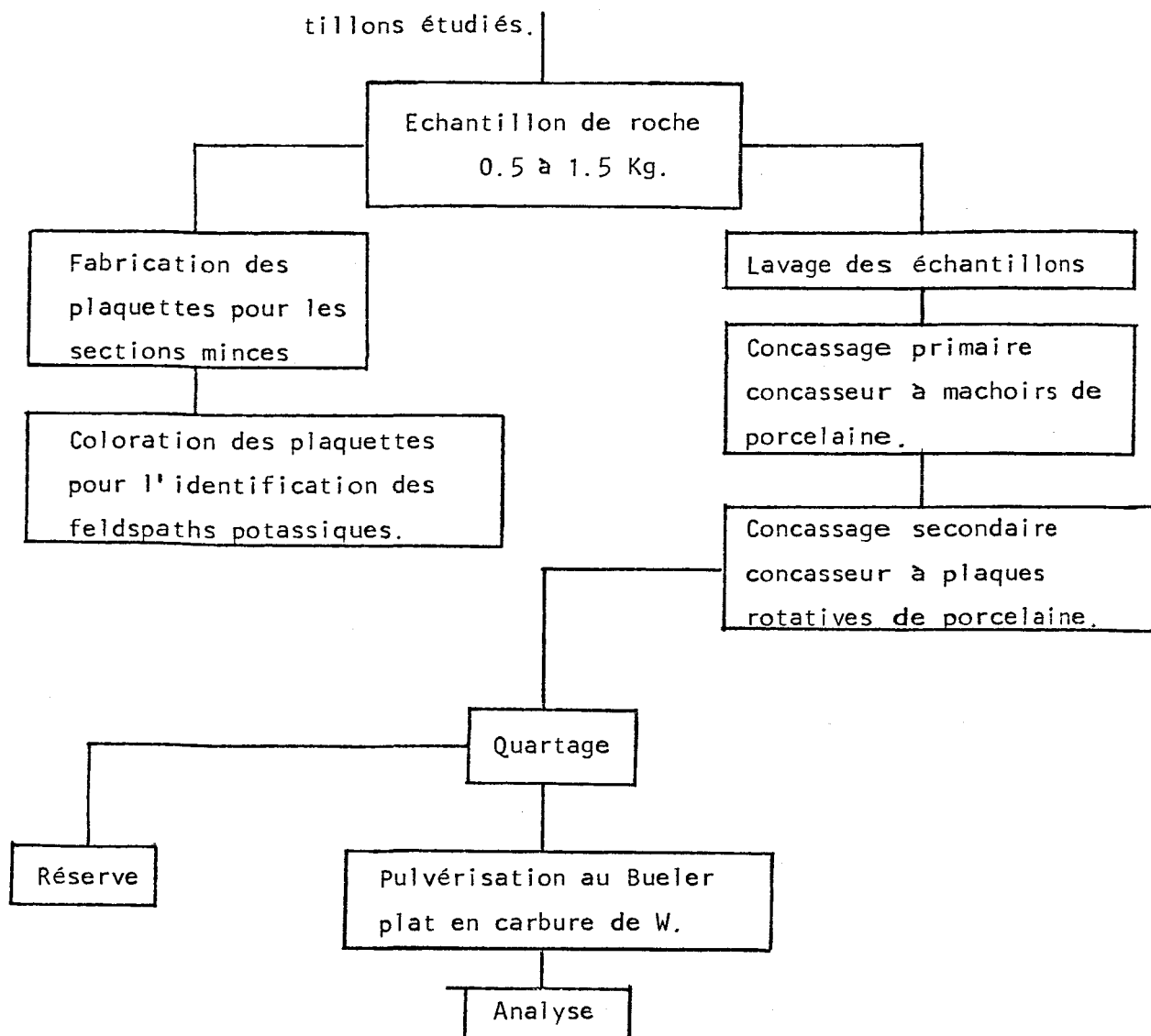
- Rose, A.W., 1970. Zonal relations of wallrock alteration and sulfide distribution at porphyry copper deposits; *Econ. Geol.*, V. 65, p 920-936.
- Roubault, M., 1963. Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant; Ed. Lamarre-Poinat, paris.
- Sillitoe, R.H. et Sawkins, F.J., 1971. Geologic, mineralogic, and fluid inclusion studies relating to the origin of Copper Bearing Tourmaline Breccia Pipes, Chile; *Econ. Geol.*, V. 66, p 1028-1041.
- Stockwell, C.H., 1968. Geochronology of Stratified Rocks of the Canadian Shield; *Can. J. Earth Sc.*, V. 5, p 693-698.
- Sutherland-Brown, A., 1976. Morphology and classification in Porphyry Deposits of Canadian Cordillera; *C.I.M.M. Special Vol. 15*, p. 44-51; Editeur: A. Sutherland Brown.
- Walker, R.T., 1928. Mineralized volcanic explosion pipes; *Eng. Min. Jour.*, V. 126, p 895-898, 939-942, 976-984.
- Water, A.C., et Campbell, K.B., 1935. Mylonites from the San Andreas fault zone; *Am. Jour. Sc.*, V. 229, p 473-503.
- Water, A.C., et Krauskopf, K.B., 1941. Protoclastic border of the Colville Batholith; *Geol. Soc. Am. Bull.*, V. 52, p 1355-1418.
- Welday, B.B., Baird, A.K., McIntyre, D.P., et Madlew, K.W., 1964. Silicate sample preparation for light elements analysis by x-ray Fluorescence Spectroscopy; *Amer. Miner.*, V. 49, p 839-903.
- Wilson, H.D.B., Andrews, P., Moxham, R.L., et Ramlal, K., 1965. Archean volcanism in the Canadian Schield; *Can. Jour. Earth Sc.*, V. 2, p 161-175.
- Woussen, G., et Boudreault, A.P., 1975. Reproductibilité des analyses de roches par Spectromètre de Fluorescence-X; Publication interne, Université du Québec à Chicoutimi, 156p.

## Appendice 1

Traitements effectués sur les échantillons.

Figure 1

Diagramme illustrant les différents traitements effectués sur les échantillons étudiés.



## Appendice 2

### Analyses Chimiques Complètes



## Analyses Chimiques

Les poudres de roches provenant du traitement des échantillons sont traitées par la méthode de Welday et Al. (1964) pour fin d'analyse chimique de la roche totale:

- a) séchage à l'étude (1 h. à 1½ h. à 110° C.):
- b) pesée (3 g. de roche diluée dans 6 g. de  $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$  et placée dans un récipient de plastique avec une bille de verre:
- c) homogénéisation du mélange (Mixer Mill 10 mn.):
- d) transfert de deux parties égales dans deux creusets de graphite:
- e) fusion du mélange (20 mn. à 1100°C):
- f) confection des boutons de fusion par coulée:
- g) enrobage des boutons de fusion dans l'époxy:
- h) polissage des boutons de fusion:
- i) nettoyage des boutons de fusion avec de l'eau déminéralisée:
- j) analyse des éléments  $\text{Na}_2\text{O}$   $\text{MgO}$   $\text{Al}_2\text{O}_3$   $\text{SiO}_2$   $\text{P}_2\text{O}_5$   $\text{K}_2\text{O}$   
 $\text{CaO}$   $\text{TiO}_2$   $\text{MnO}$   $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Les analyses sont faites avec un spectromètre de fluorescence-X Philips PW-1410 (tableau 1) en utilisant pour tous les éléments: la radiation  $\text{K}\alpha$ , le vide dans la chambre du spectromètre, un détecteur à flux gazeux avec une fenêtre en polypropylène de 1 micron d'épaisseur. Les standards (tableau 2) GSP et AGV ont servi comme référence pour les tonalites, celui de DRN pour les roches mafiques et ultramafiques. Les concentrations nominales sont corrigées par ordinateur pour l'effet de matrice à l'aide d'un programme mis au point par Gunn (1967) et modifié pour nos besoins.

Justesse des analyses XRF.

La reproductibilité des analyses chimiques de roche totale

par spectromètre de fluorescence-X (Woussen et Boudreault 1975) a fourni les données nécessaires pour établir les erreurs provenant de l'appareil Philips PW-1410 de 1 U.Q.A.C.. Les résultats de reproductibilité de l'appareil sont donnés dans le tableau 3.

D'après ce tableau, nous pouvons voir que la stabilité de l'appareil est adéquate puisque l'écart-type varie de 0 pour certains éléments ( $MnO$ ,  $TiO_2$ ,  $CaO$ ) à 0.08 pour 1  $Al_2O_3$ .

Tableau 1

Conditions analytiques pour les analyses  
chimiques de roche totale sur le Philips  
PW-1410 de l U.Q.A.C..

Oxydes	Tube	S Crystal	Kv/ma	Pic(2) Bruit-fond	Collimateur	Temps de comptage
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	W	LIF(200)	30/14	P 57.20	Fine	40 sec
MnO	W	LIF(200)	50/40	P 62.19	Fine	100 sec
				B 64.50		100 sec
TiO <sub>2</sub>	Cr	LIF(200)	50/40	P 85.55	Fine	40 sec
CaO	Cr	LIF(200)	50/14	P 113.20	Fine	40 sec
K <sub>2</sub> O	Cr	LIF(200)	50/14	P 136.20	Fine	100 sec
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr	PET	60/40	P 89.05	Fine	100 sec
				B 91.50		40 sec
SiO <sub>2</sub>	Cr	PET	50/30	P 108.75	Coarse	40 sec
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr	PET	50/40	P 144.75	Coarse	40 sec
MgO	Cr	PET	55/40	P 136.22	Coarse	200 sec
				B 138.20		100 sec
Na <sub>2</sub> O	Cr	TLAP	50/50	P 54.70	Coarse	200 sec
				B 56.00		100 sec

Détecteur: FPC

Vide: +

Tableau 2  
Valeurs des standards utilisés.

% Poids	AGV	GSP	DRN
SiO <sub>2</sub>	60.085	67.880	53.805
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.328	15.250	17.802
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.930	4.373	10.131
MnO	0.100	0.044	0.215
MgO	1.520	0.966	4.599
CaO	5.074	2.052	7.235
Na <sub>2</sub> O	4.414	2.906	3.066
K <sub>2</sub> O	2.951	5.537	1.737
TiO <sub>2</sub>	1.102	0.704	1.134
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.496	0.288	0.276

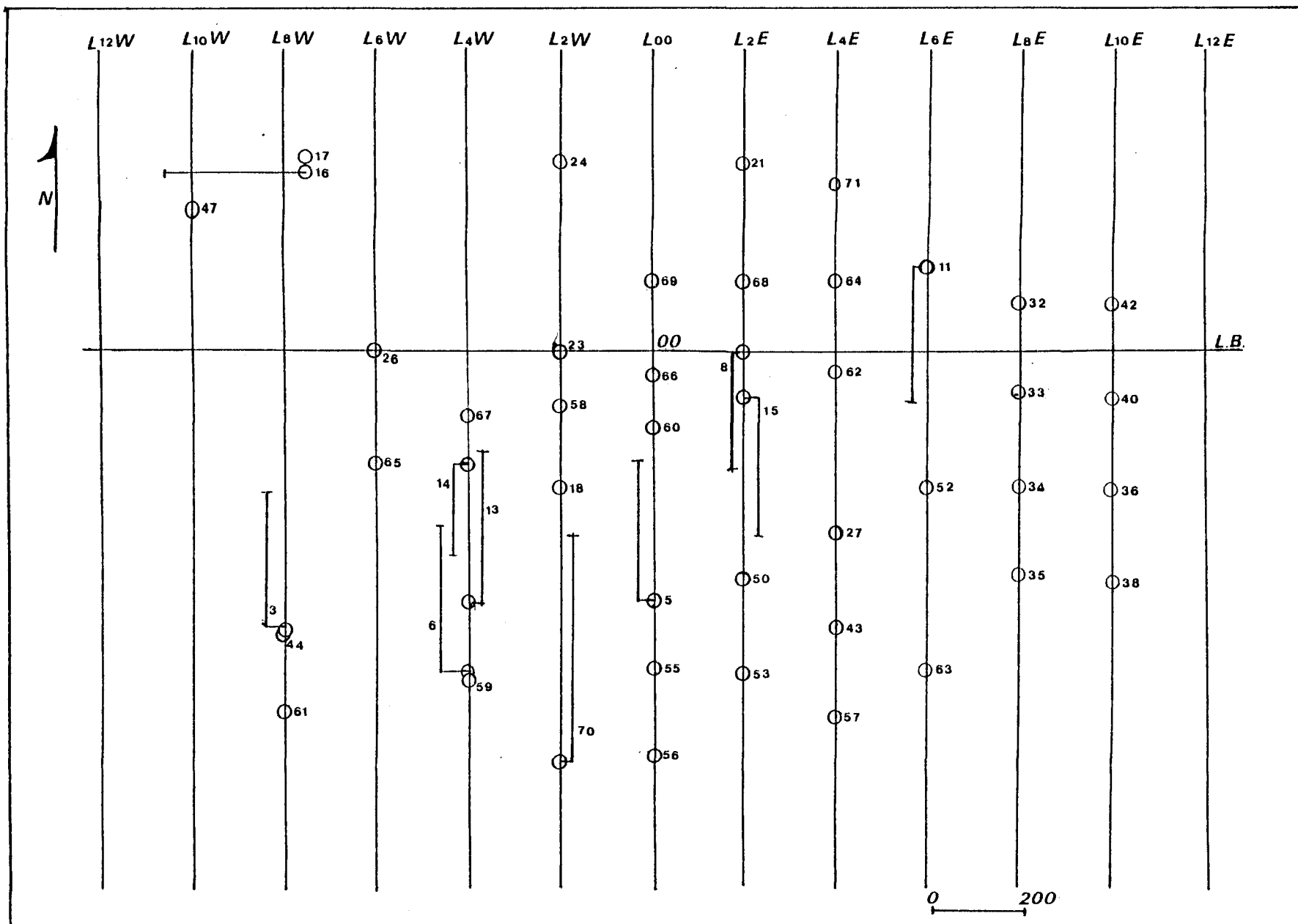
Tableau 3  
Reproductibilité de l'appareil  
Philips PW-1410, U.Q.A.C.

Eléments	Ecart-type %
Na	0.06
Mg	0.06
Al	0.08
Si	0.07
P	0.01
Ti	0.01
Fe	0.04
Ca	0
Mn	0



## Légende de la figure 1

Roches encaissantes:	A	QSB-1
	B	QSB-2
La matrice à tourmaline:	C	QSB-3
Les fragments:	D	Ultramafique QSB-5
	E	Tonalite QSB-6



**FIGURE 2**

*Localisation des sondages, Breche  
de la Péninsule Devlin.*

## Légende de la figure 2

- Sondage vertical
- └○ Sondage à  $45^0$  vers le sud
- └○ Sondage à  $45^0$  vers le nord

## Liste des analyses chimiques.

SB-32-97	Tonalite à chlorite
SB-6-39	Tonalite à chlorite
SB-23-58	Tonalite à épidote
SB-23-24	Tonalite à épidote
SB-8-174	Tonalite blanche
SB-64-28	Tonalite blanche
SB-26-83	Tonalite rose
SB-5-291	Tonalite rose
SB-32-137	Matrice grenue

Le premier chiffre des numéros d'analyses chimiques nous donne le numéro du sondage et le second le nombre de pied à partir de la surface.